

**Fazies und Paläogeographie
der Subalpinen Molasse
zwischen Bodensee und Isar**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

einer

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

zu München

vorgelegt

von

SIEGFRIED SCHIEMENZ

1957

**Fazies und Paläogeographie
der Subalpinen Molasse
zwischen Bodensee und Isar**

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

einer

Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Ludwig-Maximilians-Universität

zu München

vorgelegt

von

SIEGFRIED SCHIEMENZ

1957



Erster Berichterstatter: Professor Dr. G. FISCHER

Zweite Berichterstatter: Professor Dr. R. DEHM und
Professor Dr. A. MAUCHER

Tag der mündlichen Prüfung: 20. Februar 1957

**Fazies und Paläogeographie
der Subalpinen Molasse
zwischen Bodensee und Isar**

Von

SIEGFRIED SCHIEMENZ

Mit 6 Tafeln, 23 Abbildungen und 17 Tabellen

Herausgegeben

von der

Bundesanstalt für Bodenforschung

und den

Geologischen Landesämtern

der

Bundesrepublik Deutschland

Redaktion: Harras Schneider

Hannover

Vertrieb durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung, Hannover
1960

Redaktion: Dr. HARRAS SCHNEIDER, Oberregierungsgeologe, unter technischer Mitarbeit
von F. BAUTZ, Regierungsoberinspektor, und Frau M. FANGERAU, technische
Angestellte, Hannover, Wiesenstraße 1, Telefon 8 46 91.

Gesamtherstellung: Dieterichsche Universitäts-Buchdruckerei W. Fr. Kaestner, Göttingen

Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar

VON SIEGFRIED SCHIEMENZ^{*)}

Mit 6 Tafeln, 23 Abbildungen und 17 Tabellen

Inhalt

Vorwort	5
Einleitung	7
1. Die Schotteranalyse	10
1.1 Die Korngrößen eines Schotters	10
1.2 Die Anordnung der Gerölle	13
1.3 Die Form und die Rundung der Gerölle	15
1.4 Die Rundung	17
1.5 Zur praktischen Anwendung der Schotteranalyse	20
2. Der Hochgratfächer	20
2.1 Die Schotteranalysen des Hochgratfächers	22
2.11 Das Rupel	26
2.12 Das Chatt	28
2.13 Das Aquitan (Kojenschichten)	30
2.14 Das Burdigal	35
2.15 Das Helvet und das Torton	37
2.2 Die zeitliche Entwicklung der Gerölltypen	38
2.3 Die Verteilung der Gesteinstypen auf die Korngrößen	42
2.4 Der Sedimentationsrhythmus	44
2.5 Die Entstehung des Hochgratfächers	50
3. Der Mittelberger Fächer	57
4. Der Nesselburgfächer	58
4.1 Die Geröllführung des Nesselburgfächers	61
4.11 Das Rupel	62
4.12 Das Chatt	62
4.13 Die Steigbach- und die Kojenschichten	64
4.14 Das Burdigal	66
4.15 Das Helvet und das Torton	66
4.16 Die Verteilung der Gerölltypen auf die Korngrößen	67

^{*)} Anschrift des Autors: Dr. SIEGFRIED SCHIEMENZ, Institut für Gesteinskunde der Universität München, Luisenstraße 37.

4.2 Die Frage der Herkunft der dunklen Dolomite	68
4.3 Die Entstehung des Nesselburgfächers	72
5. Der Pfänderfächer	74
5.1 Die Geröllführung des Pfänderfächers	75
6. Bemerkungen über die tektonischen Vorgänge während und nach der Ablagerung der Subalpinen Molasse	78
7. Das paläogeographische Gesamtbild	83
7.1 Die Untere Meeresmolasse	84
7.2 Die Untere Süßwassermolasse	85
7.3 Die Obere Meeresmolasse	90
7.4 Die Obere Süßwassermolasse	91
8. Die Gerölltypen	92
8.1 Die Dolomite	92
8.2 Die Kalke	94
8.3 Die Kieselkalke	95
8.4 Die Sandkalke	97
8.5 Die Sandsteine	98
8.6 Die Konglomerate und Brekzien	98
8.7 Das Kristallin	99
9. Bemerkungen zur Statistik	100
10. Zusammenfassung	110
Schrifttum	111
Autorenregister	115
Orts- und Probenverzeichnis	116
Sachregister	118

„Die Donau ergießt sich also in das Pontische Meer, das früher bis nach Österreich reichte und die ganze Ebene bedeckt, durch welche diese Donau heute fließt. Das zeigen uns die Austern, Mies- und Kammuscheln, und die Knochen von großen Fischen, die noch an vielen Orten an den hohen Hängen der genannten Gebirge gefunden werden.

Und wie würdest Du mir erklären, warum der Kies in verschiedenen Höhen der hohen Berge schichtweise zusammengebacken ist? Da gibt es doch Kies aus verschiedenen Gegenden, der aus verschiedenen Landschaften durch den Lauf der Flüsse bis dorthin getragen wurde, und der Kies besteht doch nur aus Felsbrocken, die ihre Kanten verloren haben durch lange Umwälzung und durch manchen Stoß und Sturz in den Wasserläufen, die sie bis zu diesem Ort gebracht haben.“

LEONARDO DA VINCI · 1452—1519

Vorwort

Die folgenden Ausführungen sind Ergebnisse einer im Auftrage der PREUSSAG in deren Konzession und ihrer weiteren Umgebung durchgeführten Arbeit. Für die großzügige Unterstützung mit Rat und Tat bin ich Herrn Dr. F. BREYER zu größtem Dank verpflichtet.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Prof. G. FISCHER, danke ich für die Arbeitsmöglichkeit und Betreuung in seinem Institut. Herr Prof. E. KRAUS führte mich während der Kartierungen der Molasse eingehend in deren Probleme ein. Herr Dr. TH. VOLLMAYR und Herr Dr. H. K. ZÖBELEIN stellten mir ihre wichtigen Arbeitsergebnisse (Stratigraphie, Aufschlüsse) stets freizügig schon vor deren Veröffentlichung zur Verfügung. Herr Dr. H. HAGN, Herr Dr. J. NOTHAFT und Herr Dr. W. ZEIL halfen mir bei der Durchsicht der Dünnschliffe und ihrer Zuordnung zu alpinen Gesteinen. Ihnen allen sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

In den letzten Jahren lag die Erforschung der Molasse vorwiegend in den Händen der durch Konzessionsverteilung zuständig gewordenen Firmen. Hier, in dem im Titel näher umschriebenen Gebiet, in dessen Zentrum die PREUSSAG-Konzession liegt, wurde die geologische Untersuchung vor allem durch diese Firma vorangetrieben. Den Arbeitsanteil der einzelnen Mitarbeiter zeigen die Molassekarte 1 : 300 000 des Bayerischen Geologischen Landesamtes (München 1955) und der 3. Teil des 105. Bandes der Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft (Stuttgart 1955).



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555403_0080

Einleitung

Die nördlich der Alpen gelegene Subalpine oder gefaltete Molasse besteht aus 2 bis 4 parallel zum Alpenrand streichenden Mulden, die in den nur unvollkommen ausgebildeten Sattelzonen durch streichende Verwerfungen getrennt sind.

Die nördlichste Verwerfung bildet die Grenze zur Vorland- oder ungefalteten Molasse, deren flexurartig aufgebogener S-Rand eventuell noch als N-Flügel des nördlichsten Molassesattels aufgefaßt werden könnte. Zwischen Bodensee und Isar liegen auf diesem S-Rand der ungefalteten Molasse folgende Erhebungen, die wegen der starken Beteiligung von Nagelfluhen an ihrem Aufbau morphologisch hervortreten und noch in die Untersuchungen einbezogen wurden: Pfänder, Sonneneck und Schwarzer Grat, Hohenpeißenberg, Tischberg.

Im Pfänderfächer besteht die Subalpine Molasse aus der Maltacher Mulde und der Schuppe von Alberschwende, im Hochgratfächer westlich der Begrenzer Ach reicht die südlichste Mulde, die Steineberg-Mulde, bis zur Iller im Osten. Auf ihrem S-Flügel liegen der Hittisberg, Heidenkopf, Siplinger und der Tennenmooskopf, auf dem N-Flügel der Hochgrat, das Rindalphorn, der Stuiben und der Mittagsberg, um nur einige zu nennen. Der S-Flügel der nördlich davon gelegenen Hornmulde ist nur gering ausgebildet. Ihr N-Flügel zieht vom Kojen im W über das Himmeleck, Gschwender- und Immenstädter Horn zu dem flexurartig nach N vorgebogenen Rottachberg östlich der Iller bis zum Mittelberger Horn.

Nördlich der Hornmulde folgt die Salmaser Mulde, bei der, ebenso wie bei der nördlichsten Mulde, der Hauchenberg-Mulde, dem S-Flügel nur untergeordnete Bedeutung zukommt. Die Salmaser Mulde (besser Schuppe), deren Lage durch den Staufen bei Oberstaufen und die Salmaser Höhe gekennzeichnet ist, erreicht in ihrer heutigen Ausdehnung die Iller im Osten nicht ganz. Die Hauchenberg-Mulde (Ochsenberg, Hauchenberg, Stoffelsberg) reicht nach Osten nur wenig über die Iller hinaus, dann in ihr Äquivalent die Peißenberger Mulde übergehend.

Das Gebiet des östlichen Fächers, des Nesselburgfächers, umfaßt drei Mulden. Es sind von Süden nach Norden die Murnauer Mulde zwischen Iller und Loisach, die Rottenbucher Mulde und die Peißenberger Mulde, beide noch über die Isar nach Osten hinausreichend. Da die Salmaser Mulde keine Entsprechung im Nesselburgfächer hat, entsprechen die Murnauer Mulde der Steineberg-Mulde und die Rottenbucher Mulde der Horn-Mulde.

Von Süden nach Norden schalten sich immer jüngere Sedimente ein. Die südlichsten Mulden enthalten nur chattische und ältere Sedimente. In der Hornmulde, Salmaser Mulde und Rottenbucher Mulde kommt das Aquitan und in der Hauchenberg-Mulde und Peißenberger Mulde auch noch das Burdigal und an einigen Stellen (Auerberg, eventuell Hauchenberg) noch das Helvet dazu. Tortone und jüngere Schichten sind auf die Vorlandmolasse beschränkt.

Die 1951 bei einer Zusammenkunft der sich mit der Subalpinen Molasse beschäftigenden Geologen im Bayerischen Landesamt in München festgelegten Bezeichnungen der Schichten zeigt die folgende Tabelle:

Tabelle 1. Bezeichnung der Schichten der Subalpinen Molasse

Miozän	Torton	200 m	Obere Süßwassermolasse ¹⁾ (OSM)
	Helvet	200 m	Obere Meeresmolasse ¹⁾ (OMM)
	Burdigal	300 m	
Oligozän	Aquitän	Kojenschichten 1500 m	Untere Süßwassermolasse ¹⁾ (USM)
	Chatt	Steigbachschichten 1000 m	
		Weißbachschichten 1000 m	
		Bausteinschichten 100 m	Untere Meeresmolasse ¹⁾ (UMM)
	Rupel	Tonmergelschichten 600 m	
		100 —	
	Lattorf	Deutenhausener Sch. 700 m	

Für das Burdigal und die jüngeren Schichten der Subalpinen Molasse wurden keine Eigennamen gebildet. Die angegebenen Mächtigkeiten sind einprägsame Mittelwerte. Die Tonmergel- und Deutenhausener Schichten sind im Westen etwas geringer mächtig. Die Mächtigkeit der UMM konnte nur am Südrand der Molasse eindeutig bestimmt werden. Die höheren Schichten haben jeweils in der südlichsten Mulde, in der sie vorkommen, eine geringere Mächtigkeit, die nach Norden zunimmt, und die dann erst außerhalb der Subalpinen Molasse wieder abnimmt. Die Sedimente bestehen aus Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten (Nagelfluhen). Soweit Nagelfluhen vorhanden sind, treten sie in den südlichsten Vorkommen einer Stufe am reichlichsten auf.

Einen Überblick über die Faziesverteilung in den einzelnen Mulden von W nach E zeigt die Abb. 23.

Die Weißbachschichten und die Steigbachschichten sind bis jetzt nicht völlig klar voneinander abgrenzbar und es ist nicht anzunehmen, daß ihre Grenzen im Hochgrat- und im Nesselburgfächer zeitlich genau übereinstimmen. Im Osten des Gebietes, wo eine Unterteilung des Chatt's nicht mehr vorgenommen werden konnte, werden die chattischen Schichten auch als Untere Bunte Molasse, die aquitanen Schichten als Obere Bunte Molasse zusammengefaßt. Nach Osten (und nach N) verzahnen sich beide mit den brackischen, Kohlenflöze führenden Cyrenen-Schichten.

¹⁾ Im folgenden: OSM (Obere Süßwassermolasse); OMM (Obere Meeresmolasse); USM (Untere Süßwassermolasse); UMM (Untere Meeresmolasse).

Westlich der Isar haben Konglomerate einen sehr wesentlichen Anteil am Aufbau der Subalpinen Molasse. Bei ihnen mußten die Untersuchungen ansetzen; denn eine Untersuchung dieser Schotter — die außerdem innerhalb der Molasse am besten aufgeschlossen sind — versprach nicht nur eine Klärung der Entstehung der Molasse selbst, sondern auch noch einige Aufschlüsse über die gleichzeitige Entwicklung der Alpen.

Es konnten verschiedene Schuttfächer — die z. T. schon früher als solche erkannt waren — mit verschiedener Schotterführung ausgeschieden werden. Die Besprechung dieser Schuttfächer erfolgt nicht nach regionalen Gesichtspunkten, sondern in der Reihenfolge der Intensität ihrer Bearbeitung. Diese ist im wesentlichen abhängig von der Anzahl der vorhandenen Aufschlüsse, die wiederum von der Stärke der Schotterführung abhängt.

Da der Abschnitt über die Schotteranalyse (1.) zum Verständnis und zur Begründung der angewandten Methode wichtig erschien, wurde er dem Hauptteil vorangestellt. Eine ausführliche Beschreibung der Molassegerölle hätte sich auf fast alle nordalpinen Gesteinstypen beziehen müssen und dadurch den Rahmen dieser Arbeit bei weitem gesprengt. Deshalb wurde nur ein Abriss gegeben, der sich im wesentlichen auf die Gerölle problematischer Herkunft beschränkt und in Abschnitt 8. (s. S. 92) zu finden ist.

Bei den Proben und zum Teil in den Abbildungen wurden die Hoch- und Rechtswerte des GAUSS-KRÜGER-Netzes angegeben. Hinsichtlich einer Übersichtskarte sei auf die Molassekarte 1 : 300 000 (München 1955) verwiesen. Sie enthält das GAUSS-KRÜGER-Netz. Die ungefähre Lage der Fächer und die Anordnung der Mulden kann man auch der Abb. 23 entnehmen.

1. Die Schotteranalyse

Ein Schotter wird durch folgende Merkmale charakterisiert:

1. Korngröße
2. Gesteinsinhalt und Verteilung der Gesteinsarten auf die Korngrößen
3. Anordnung der Gerölle
4. Form und Rundung der Gerölle.

1.1 Die Korngrößen eines Schotters

Für die Schotteranalyse kommen die Korngrößen über 2 mm in Frage, da unter 2 mm die Einzelmineralien stark zunehmen. Die Obergrenze ergibt sich jeweils aus der größten im Schotter vorhandenen Korngröße. Angaben der Untergrenze der Geröllgrößen eines Schotters, wie man sie in der geologischen Literatur oft findet, sind im allgemeinen sinnlos. Ein Schotter, dessen Gerölle z. B. 2—5 cm (oft noch „walnuß- bis apfelgroß“ genannt) Durchmesser haben sollen, enthält unter 2 cm Korngröße noch eine beträchtliche Anzahl von Geröllen; meist mehr als darüber. Wenn also keine genauere Charakterisierung der Korngrößenverteilung eines Schotters durch eine Verteilungskurve oder Summenlinie nötig oder möglich ist, genügt die Angabe der maximalen Korngröße.

Die Korngrößentrennung erfolgt durch Sieben. Da ein Geröll 3 Hauptdurchmesser ($a \geq b \geq c$) hat, wird — wenn nicht anders vermerkt — der mittlere Gerölldurchmesser b angegeben, denn dieser fällt in das der Geröllgröße entsprechende Siebintervall, während das bei a und c nicht der Fall zu sein braucht.

Hier erhebt sich die Frage, ob man für die Schotteruntersuchungen Maschennetz- oder Rundlochsiebe benutzen soll. Letztere haben den Vorteil eines einzigen Durchmessers, während der Durchmesser der quadratischen Masche in der Diagonalrichtung das 1,4fache der Kantenlänge beträgt, so daß z. B. ein Geröll mit dem mittleren Durchmesser 12 mm noch in das Siebintervall unter 1 cm rutschen kann, wenn es flach oder flachstengelig ist. Andererseits ist der Nachteil der Maschennetzsiebe nicht so groß, da sich der Unterschied nur bei flachen oder flachstengeligen Geröllen auswirken kann, und zwar in einer nicht unbedingt nachteiligen Richtung. Diese Gerölle haben im Verhältnis zu ihrem mittleren Durchmesser ein geringeres Volumen als die kugeligen oder stengeligen Gerölle gleichen mittleren Durchmessers, entsprechen ihrem Volumen und ihrem Gewicht nach also tatsächlich Geröllen mit etwas kleinerem mittlerem Durchmesser.

Da bei den Siebgrößen unter 2 mm aus triftigen praktischen Gründen Maschennetzsiebe verwandt werden, ist es wohl am besten, auch darüber solche Siebe zu benutzen, sonst müßte an dem Grenzintervall Maschennetz-/Rundlochsiebe eine Korrektur angebracht werden.

Die wichtigste Vorbedingung für das Sieben ist, das Material in loser Form erhalten zu können. Bei einer Untersuchung im Rotliegenden (1953) konnte das Konglo-

merat durch Salzsäure zersetzt und dann gesiebt werden, da kalkige Sedimente fehlten. So blieb die ursprüngliche Korngrößenverteilung erhalten. In der Molasse wurden die meist reichlich vorhandenen Aufschlüsse benutzt, in denen der Verband der Gerölle durch Verwitterung gelöst war.

Um eine Probe auswerten zu können, ist die Auszählung von mindestens 2, am besten 3 oder mehr Korngrößen nötig. Es ist sehr wichtig, die einzelnen Intervalle so eng wie möglich zu fassen, d. h. einerseits sehr eng, andererseits weit genug, um auch noch die nötige Geröllzahl darin vorzufinden. Die kleinste Korngröße, deren Gesteine man bestimmt und auszählt, ergibt sich aus der Korngrößenverteilung und aus der Bestimmungsmöglichkeit. In den Eislebener Schichten im mitteldeutschen Rotliegenden konnte sogar die Korngröße 2—3 mm noch gut bestimmt werden, da die Gesteinstypen (Porphyr, Quarz, Quarzit, Granulit, Lydit) sehr gut unterscheidbar waren. Hier in der Molasse, in der auf die verschiedensten Gruppen zu verteilende karbonatische Gesteine über 95 % der Gerölle ausmachen, ergaben sich schon bei der Bestimmung der Korngröße 10—20 mm Schwierigkeiten. In einigen Fällen konnte allerdings auch noch die Korngröße 5—10 mm ausgezählt werden, nämlich, wenn es nicht mehr auf die Unterscheidung einzelner Kalktypen, sondern nur noch auf die Unterscheidung von Kalk, Dolomit und Kristallin ankam.

Die Obergrenze des Intervalls der größten Korngröße ergibt sich aus den größten im Schotter vorhandenen Geröllen. Die Untergrenze dieses Intervalls muß so gelegt werden, daß noch genügend Gerölle in das Intervall fallen, da mit zunehmender Korngröße die in einem Aufschluß vorhandene Zahl an Geröllen rapide abnimmt. In diesem Intervall muß man sich im allgemeinen mit weniger als 100 Geröllen zufrieden geben. Das mittelste Intervall ist das wichtigste, da hier bei guter Bestimmungsmöglichkeit noch reichlich Gerölle vorhanden sind. Die Korngröße dieses Intervalls sollte so gelegt werden, daß sie möglichst in allen zu untersuchenden Aufschlüssen vorhanden ist, da auf diesem, am genauesten zu bearbeitenden Intervall der Vergleich beruht. In der folgenden Arbeit spielt diese Rolle das Intervall von 3—5 cm.

Der Gesteinsinhalt und die Verteilung der Gesteinsarten auf die Korngrößen sind für den Geologen am aufschlußreichsten. Sie sagen am meisten über die Paläogeologie des Herkunftsgebietes aus.

Zuerst werden die Gesteinsarten festgestellt und dann ihre Anteile an der Siebfraction (in Kornprozent) ausgezählt. Es genügt, drei Siebfractionen auszuzählen. Zur Auswertung sind im allgemeinen mehrere Gesteinstypen zu Gruppen zusammenzufassen. Diese Zusammenfassung kann nach regionalen (eventuell auch stratigraphischen oder tektonischen) oder petrographischen Gesichtspunkten erfolgen. Der petrographische Gesichtspunkt bietet den Vorteil, die Auszählung der Gerölle zu vereinfachen, da petrographisch verwandte und daher als Gerölle nur schwer voneinander zu unterscheidende Gesteine in eine Gruppe fallen. Zudem sind dadurch auch gleich Gerölle annähernd gleichen Widerstandes gegen die Abrollung in einer Gruppe vereint. Jedoch ist der regionale Gesichtspunkt der übergeordnete, da auf keinen Fall Gesteine verschiedener Herkunftsgebiete zu einer Gruppe vereint werden dürfen. Da aber die Analysen die Herkunftsrichtungen oft erst klären sollen, müssen bei den ersten Proben die Gesteinstypen möglichst weitgehend und genau getrennt und erst zu Gruppen zusammengefaßt werden, wenn man schon eine gewisse Einsicht hat.

Wird das Ergebnis der Auszählungen graphisch dargestellt, indem man die Korngröße linear in positiver Abszissenrichtung zunehmend, die Prozente der einzelnen

Gesteinsgruppen in positiver Ordinatenrichtung zunehmend abträgt, so erhält man Kurven folgender Bedeutung:

1. Mit zunehmender Korngröße nehmen die Kornprozentanteile eines Gesteins zu:
Das betreffende Gestein hat einen kürzeren Transportweg hinter sich als die anderen beteiligten Gesteine, die durch eine flacher verlaufende oder entgegengesetzt fallende Kurve dargestellt werden, oder es ist gegenüber den anderen Gesteinen von großer Widerstandsfähigkeit (z. B. Quarz) und kann dann unter Umständen sogar einen größeren Transportweg als die anderen beteiligten Gesteine hinter sich haben.
2. Mit zunehmender Korngröße nehmen die Kornprozentanteile eines Gesteins ab:
Das betreffende Gestein hat — wieder im Verhältnis zu den anderen Gesteinen gesehen — einen längeren Transportweg hinter sich oder aber es stammt aus der Nähe und ist äußerst leicht abrollbar.

Als Beispiele können die 1953 und die in dieser Arbeit vorgelegten Analysen dienen, die zugleich zeigen, in welchem beträchtlichem Maße sich die Zusammensetzung des Schotters mit der Korngröße ändert. Darin liegt auch der Grund für die scheinbar schwankende Zusammensetzung von Schottern eines Aufschlusses, die schon Veranlassung gab, von Schotteranalysen abzusehen. Bei genauerer Betrachtung wird sich jedoch meist ergeben, daß es nur die Korngröße der Gerölle ist, die lagenweise Schwankungen unterliegt. Da die großen und die kleinen Gerölle sehr unterschiedlich zusammengesetzt sind, scheint die Zusammensetzung zu schwanken. Untersucht man eine mittlere Korngröße, die beiden Lagen gemeinsam ist, so stimmen sie meist überein.

Für die Auswertung des Kurvenverlaufes in den Analysendarstellungen ist es wichtig, die Widerstandsfähigkeit der Gesteinstypen gegen die Abnutzung während ihres Transportes in fließendem Wasser beurteilen zu können.

F. KREUTER (1913) gab von ALB. HEIM stammende Zahlen über die Abnutzung von Geröllen verschiedener Gesteine, die dieser aus Beobachtungen an Rhein und Linth geschätzt hatte. Danach verkleinern sich um die Hälfte ihres Volumens Gerölle von

Mergelkalk	bei einer Beförderung von	30 km
Kalke		50 km
Dolomit		60 km
Gneis und Granit		100—150 km
Quarz		150 km
Amphibolite		200—250 km

Mittels Laboratoriumsversuchen hat SCHOKLITSCH (1950) sehr genaue Werte über den Abrieb ermittelt. Er definiert den spezifischen Abrieb als den Gewichtsverlust der Gerölle pro km Transport bei einer Laufgeschwindigkeit von 1,00 m/sec auf unendlich kleinem Unterlagsgeschiebe. Die ermittelten Werte geben auch dem Geologen gute Anhaltspunkte, so daß hier ein Auszug aus der Zahlentafel 43 SCHOKLITSCH (1950) gegeben sei. (Der besseren Übersicht wegen wurde jeweils die letzte dort angegebene Stelle aufgerundet.) Die Tabelle gibt die Werte für schon runde Gerölle und bei den meisten Gesteinstypen auch für eckige Bruchstücke, bei denen der Abrieb natürlich größer ist.

Den geringsten Abrieb hat der Feuerstein. Bei den Kieselschiefern und Quarziten beträgt der Abrieb schon das 10fache, bei den Gneisen rund das 20fache, bei den Dolomiten das 20—50fache, bei den Kalken das 50—130fache und bei einem Sandstein schließlich das bis zu 650fache des Wertes beim Feuerstein.

Tabelle 2
Spezifischer Abrieb von Geröllen (aus SCHOKLITSCH 1950, S. 163, Tab. 43)

Gestein	runde Geschiebe	kantige Bruchstücke
Dolomit (Karawanken)	0,004	0,0059
Dolomit (Graz)	0,0026	0,054
Hauptdolomit	0,0014	0,0029
Marmor	0,0082—0,0063	0,0095
Travertin (Slowakei)	0,0079	0,0146
Devonkalkstein	0,0060—0,0032	0,0086
Kalkschiefer (Solnhofen)	0,0039	0,0058
Kalksandstein (Spielfeld)	0,0079	
Sandstein	0,0412	
Werfener Sandstein	0,0036	0,0059
Kieselschiefer und Quarzit	0,000697	
Jurahornstein	0,0017—0,00006	0,0409
Feuerstein	0,000063	0,00029
Porphyry	0,00054	0,0029
Biotitgranit (Deutschl. Berg)	0,0051	
Granitgneis	0,0012	
Zweiglimmergneis	0,0016	0,0051
Serizitgneis	0,0017	0,0018
Amphibolit (Mähren)	0,0029—0,0025	0,0051
Basalt	0,0010	

Allerdings dürfen wir den Wert dieser im Laboratorium gewonnenen Zahlen auch nicht überschätzen, da sie nur für gesunde Gesteine gelten. In der Natur wird der Abrieb durch die Verwitterung während des unter Umständen Jahrtausende dauernden Transportes ganz wesentlich unterstützt. Das ist besonders bei den körnigen Gesteinen wie Granit und Gneis der Fall.

Der Einwand, die Korngröße der Gerölle einer Gesteinsart in einem Schotter hänge sehr stark von der primären Korngröße des Verwitterungsschuttes ab, gilt allenfalls im Oberlauf eines Flusses. Wie auf Seite 69 dargelegt wird, gleichen sich Unterschiede in der primären Stückigkeit des Verwitterungsschuttes flussabwärts rasch aus.

1.2 Die Anordnung der Gerölle

kann recht gute Hinweise auf die Transportrichtung und unter Umständen auch auf die Art der Ablagerung geben, sei es durch die Messung und statistische Auswertung der Schrägschichtung, dachziegelartiger Lagerung oder der Richtung der Längsachsen von Geröllen. Das Maximum letzterer liegt in Moränen in, im Flußschotter im allgemeinen senkrecht zur Transportrichtung. Zwar sind die Ergebnisse hinsichtlich der Transportrichtung zweideutig, doch wird man sich aufgrund der geologischen Gegebenheiten oder der Messungen der Schrägschichtung bzw. der dachziegelartigen Lagerung leicht für eine Richtung entscheiden können.

Um Vergleichsmaterial an rezenten Flußläufen zu bekommen, wurden an mehreren Punkten der Iller und eines ihrer Nebenflüßchen, der Rottach, die Längsachsen von

je 200 Geröllen mittlerer Größe (2—4 cm) nach einem genügend genauem Verfahren untersucht.

Ein Halbkreis wird in 20 Sektoren zu je 9° geteilt (siehe Abb. 1 a). Die Winkelhalbierende des 180° -Winkels wird parallel zur Strömungsrichtung und in diese zeigend gelegt. Peilt man jetzt die Längsachsen eines Gerölles an, indem man z. B. einen Bleistift parallel der Richtung dieser Längsachse hält und diesen Bleistift parallel mit sich verschiebt, bis er den Mittelpunkt des Halbkreises schneidet, so zeigt der Bleistift in den Sektor der Zeichnung, in den die Längsachse des Gerölles gehört. Dort wird das Geröll mit einem Strich vermerkt, am besten parallel der Sektorenrichtung, dann kann durch einen kleinen Nebenstrich noch die eventuelle „Fallrichtung“ des Gerölles dargestellt werden. Zur Auswertung werden die Striche je zweier nebeneinanderliegender Sektoren zusammengefaßt (der erste Sektor wird mit dem 20. zusammengefaßt) und in Prozenten der Gesamtsumme ausgedrückt. Die Darstellung des Ergebnisses kann dann wie in Abb. 1 b erfolgen.

Diese Messungen wurden an einem konvexen und einem konkaven Ufer der Iller vorgenommen sowie in der Mitte des Flußbettes der Iller und der Rottach (siehe Abb. 1). Die Rottach hat ungefähr eine Breite von 7 m und (zur Zeit der Messung) 20 cm Wassertiefe am Ort der Messung.

Die graphische Darstellung der Proben aus der Flußmitte eines gerade verlaufenden Flußstückes zeigt das symmetrische Bild eines bedeutenden Maximums senkrecht

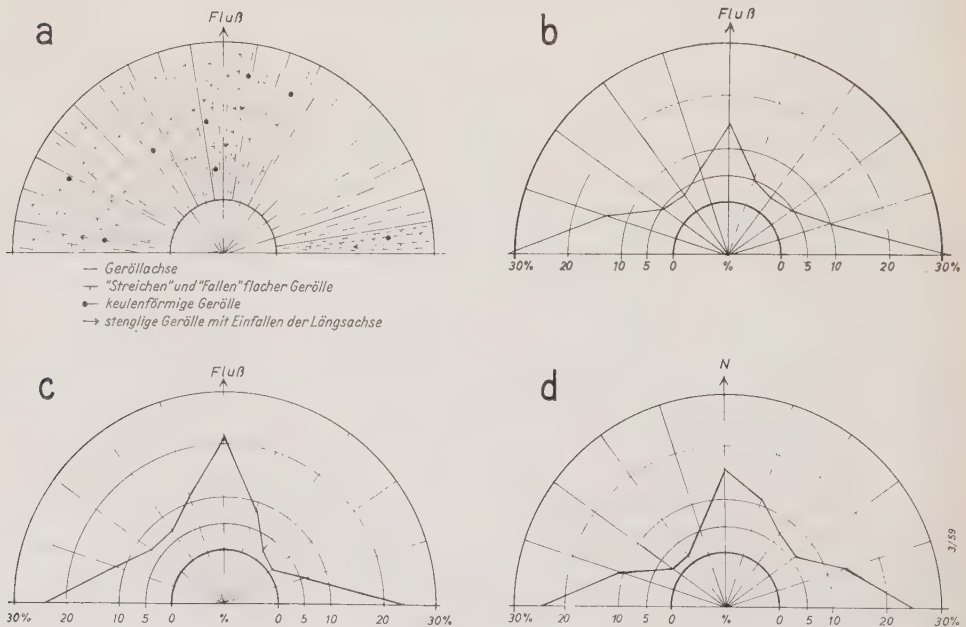


Abb. 1.

- a) Lage der Längsachsen von 215 Geröllen am Ost-Ufer der Iller (R 35 97 49, H 52 75 75).
- b) Lage der Längsachsen von Geröllen aus der Mitte der Rottach (R 35 98 81, H 52 76 33).
- c) Darstellung der Abb. 1 a) in Prozenten der Längsachsen auf den zehnten Teil des Halbkreises.
- d) Lage der Längsachsen von Geröllen in einer aquitanen Nagelfluhbank des Hochgratfächers bei Oberstaufen (R 35 76 72, H 52 68 56).

zur Strömungsrichtung (wegen der Darstellungsweise zweimal, links und rechts, auftretend) und eines kleineren im Falle der Abb. 4 halb so großen Maximums in der Strömungsrichtung. Dazwischen liegen zwei annähernd gleich große Minima.

Bei einer anderen Probe von mitten in der Iller (an der unteren Zollbrücke bei Immenstadt) gelegenen Schotterbank ist das Maximum senkrecht zur Transportrichtung noch kräftiger entwickelt, zum Nachteil des Maximums in Strömungsrichtung.

Das wirft etwas Licht auf die Ursache beider Maxima. Die genannte Schotterbank in der Iller wurde durch das Hochwasser im Juli 1954 „hingeworfen“. Das Hochwasser flaute rasch ab, und die Schotterbank wurde trockengelegt. Diese Schotterbank zeigt also noch unmittelbar die Verhältnisse des raschen Gerölltransportes, daher die gute Regelung der Längsachsen der Gerölle senkrecht zur Strömungsrichtung. Der hier dargestellte Punkt in der Rottach dagegen lag ständig unter fließendem Wasser. Wenn letzteres auch in den letzten Monaten nicht genügt hatte, die Gerölle schubartig weiterzubewegen, so genügte es doch, einen Teil der Gerölle in die Richtung des geringsten Strömungswiderstandes zu drehen.

Bei Geröllern, die nicht in der Mitte, sondern am Rande des Flußbettes abgelagert wurden, liegen die Längsachsen etwas anders. Das senkrecht zur Strömungsrichtung gelegene Maximum überwiegt das in Strömungsrichtung gelegene nur noch ganz knapp und ist auf der dem Fluß zu gelegenen Seite durch eine wesentlich größere Zahl von Achsenlagen mit diesem Maximum verbunden als auf der dem Ufer zu gelegenen (siehe Abb. 1 b und 1 c). Die Ursache dieses Ergebnisses ist klar: Die vorwiegend senkrecht zur Strömungsrichtung transportierten Längsachsen der Gerölle werden an der Uferseite festgehalten, an der Flußseite jedoch weiter vorgezogen, oft bis sie parallel zum Flußufer (oder dem Rand einer Schotterbank) liegen. Eine Messung auf der anderen Seite der Iller lieferte das spiegelbildlich gleiche Ergebnis.

Diese Erscheinung behindert aber die Anwendung dieser Messungen auf geologische Objekte nicht unbeträchtlich, da bei zwei annähernd gleich großen Maxima schon vier Möglichkeiten der Herkunftsrichtung bestehen. Hier kann dann doch nur wieder das Einfallen der flachen Gerölle oder die Beobachtung der häufigsten Lage der Schwerpunkte der Gerölle (siehe den nächsten Abschnitt) weiterhelfen.

In der Molasse wurde bei Oberstauen in Schichten des unteren Aquitans eine Auswertung der Längsachsen durchgeführt (siehe Abb. 1 d), die für S–N-Transport (und eventuell Anlagerung an eine im W gelegene Schotterbank) spricht, aber für sich allein nicht viel Beweiskraft besitzt.

1.3 Die Form und die Rundung der Gerölle

sind zwei verschiedene Dinge, obwohl sie nicht völlig unabhängig voneinander und zusammen abhängig von der Korngröße, der Gesteinsart und den Transportbedingungen sind. Ein Geröll kann isometrisch sein, ohne jedoch gute Rundung aufzuweisen. Bei der Einteilung der Formen folgen wir ZINGG (1935). Er mißt die drei Hauptdurchmesser eines Gerölls:

$$a \geq b \geq c$$

Daraus werden die Quotienten $\frac{b}{a} = \frac{\text{mittlerer Durchmesser}}{\text{größter Durchmesser}}$

und $\frac{c}{b} = \frac{\text{kleinster Durchmesser}}{\text{mittlerer Durchmesser}}$

gebildet.

Beide Quotienten sind kleiner oder gleich 1. Sind beide Quotienten größer als $\frac{2}{3}$, dann ist das Geröll kugelig (oder auch kubisch oder isometrisch) zu nennen. Ist der Quotient $\frac{b}{a}$ kleiner als $\frac{2}{3}$, so ist das Geröll stengelig, weswegen wir diesen Quotienten als „Stengeligkeit“ bezeichnen könnten (die „Stengeligkeit“ ist allerdings um so ausgeprägter, je kleiner der Quotient wird). Ist der Quotient $\frac{c}{b}$ kleiner als $\frac{2}{3}$ (bei $\frac{b}{a}$ größer als $\frac{2}{3}$), so ist das Geröll flach. Man könnte diesen Quotienten als die „Flachheit“ bezeichnen (das Geröll ist um so flacher, je kleiner der Quotient ist). Sind beide Quotienten kleiner als $\frac{2}{3}$, so ist das Geröll flachstengelig. Zusammengefaßt:

	$\frac{b}{a}$	$\frac{c}{b}$
isometrisch	$> \frac{2}{3}$	$> \frac{2}{3}$
flach	$> \frac{2}{3}$	$< \frac{2}{3}$
stengelig	$< \frac{2}{3}$	$> \frac{2}{3}$
flachstengelig	$< \frac{2}{3}$	$< \frac{2}{3}$

Außerdem kann es von gewisser Bedeutung sein, die Lage des Schwerpunktes eines Gerölles als exzentrisch festzustellen. Liegt z. B. der Schwerpunkt eines stengeligen Gerölles außerhalb der Mitte, so wird das Geröll keulenförmig, bei einem flachen Geröll keilförmig (siehe Abb. 2). Ein flach stengeliges Geröll kann sowohl keulen- als auch keilförmig, kann aber auch beides zugleich sein.

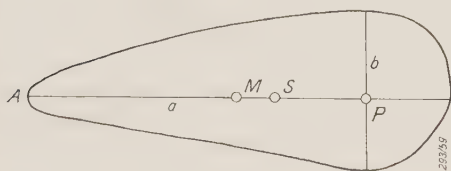


Abb. 2. Querschnitt eines stengeligen Gerölles mit exzentrischem Schwerpunkt, daher „keulenförmig“.

M = Mittelpunkt, S = Schwerpunkt.

Dyssymmetrie-Index nach CAILLEUX = $\frac{AP}{a}$.

Würden a und b die mittlere und kurze Achse eines flachen Gerölles darstellen, wäre das Geröll keilförmig.

CAILLEUX versucht, diese Zusammenhänge in seinem Dissymmetrie-Index (CAILLEUX 1952) messend zu erfassen. Auf Abb. 2 angewandt, wäre die Dissymmetrie-Index $\frac{AP}{a}$. Er läßt sich natürlich auch entsprechend auf den mittleren und kleinsten Durchmesser anwenden. Die Exzentrizität des Schwerpunktes eines Gerölles kann für eine Untersuchung der Lage der Längsachsen der Gerölle von Bedeutung werden. Natürlich weisen in dem Maximum in Transportrichtung (siehe Abb. 2) keulenförmige Gerölle etwas häufiger mit ihrem schlankeren Ende in die Transportrichtung als in die Herkunftsrichtung. Das geringe Vorkommen keulenförmiger Gerölle (vgl. Abb. 2) sagt nichts gegen die Möglichkeit, ihre Zahl und Anordnungen auszuwerten, da die in dieser Abbildung dargestellten Gerölle nur eine Fläche von $\frac{1}{4} \text{ m}^2$ einnahmen. Es braucht nur eine größere Fläche ausgewertet zu werden. Allerdings sind in der Molasse, besonders im Nesselburgfächer, stengelige Gerölle noch wesentlich seltener.

CAILLEUX gibt 1952 weiterhin einen Abplattungsindex, der in unserer Bezeichnungsweise $\frac{a+b}{2c}$ lautet. Er meint, mit Hilfe dieses Index paläoklimatische Fragen

klären zu können, da die Beteiligung von Frostsprengung im Herkunfts- und Transportgebiet eine Vermehrung flacher Gerölle bedinge. Dieser Index wurde schon von WENTWORTH (1922) angegeben und schon ZINGG weist 1935 auf seine theoretische Unzulänglichkeit hin, da stenglige Gerölle den gleichen Wert ergeben können wie flache Gerölle.

POSER & HÖVERMANN glauben 1952 darüber hinaus noch aus der praktischen Erfahrung zeigen zu können, die Ermittlung dieses Indexes habe wenig Aussagewert. Immerhin ist die Feststellung CAILLEUX', Schotter kalter Klimate beständen aus flacheren Geröllen als Schotter warmer Klimate, wichtig genug, um noch eingehender geprüft zu werden. Sie steht in Übereinstimmung mit der größeren Häufigkeit flacher Gerölle im heutigen Illerschotter gegenüber den Molassegeröllen gleicher petrographischer Zusammensetzungen.

1.4 Die Rundung

Die Zahl der Methoden, die Rundung von Geröllen möglichst objektiv zu bestimmen, ist annähernd so groß wie die Zahl der Autoren, die sich mit diesem Problem beschäftigten. Es seien genannt: COX (1927/28), WADELL (1932), SZADEZKY-KARDOSS (1933), GUGGENMOOS (1933), ZINGG (1935), KRUMBEIN (1941) und CAILLEUX (1947).

Für die 1953 veröffentlichte Arbeit wurde zuerst versucht, den Abrollungsgrad nach der Methode von COX zu bestimmen. Diese Absicht wurde jedoch schnell fallengelassen. Er setzt den Abrollungsgrad gleich jener Zahl, die angibt, wievielfach größer das Verhältnis der Oberfläche zum Volumen einer Geröllform zu demselben Verhältnis bei einer inhaltsgleichen Kugel ist. Trotz der möglichen technischen Vereinfachung des Meßverfahrens erwies es sich als noch zu zeitraubend. Die Fläche des Schattens eines Hauptquerschnitts des Gerölls (erzeugt durch ein parallelstrahliges Lichtbündel) wurde mit einem Planimeter ausgemessen, der Umfang mit einem Kilometermesser für Karten abgerollt. Die Siebintervalle müssen sehr eng gefaßt werden, damit man die Gerölle jedes Intervalls auf eine mittlere Kugel beziehen kann. Kleinere Gerölle (sogar in Dünnschliffen) könnte man durch Projektion vergrößern, müßte dann jedoch auch die Werte zu Kugeln (Kreisen) in Beziehung setzen, die der in der Projektion erzeugten „Korngröße“ entsprechen. Das Verfahren ist theoretisch nicht ganz einwandfrei, da z. B. ein langgestrecktes Rotationsellipsoid einen schlechteren Abrollungsgrad bekommt als ein Würfel. Das wird etwas ausgeglichen, wenn an jedem Geröll zwei Querschnitte ausgemessen werden; bei stengligen Geröllen die Querschnitte senkrecht zu a und b, bei flachen senkrecht zu b und c.

Die Messungen wurden dann nach der Methode SZADEZKY-KARDOSS an den Schattenrissen der drei Hauptschnitte jeden Gerölls ausgeführt. Er definiert den Abrollungsgrad als den Anteil der konkaven, konvexen und ebenen Flächen an der Gesamtoberfläche des Gerölls in Prozent. Jedoch nahm auch diese Methode zuviel Zeit in Anspruch, und so erfolgte die „Messung“ des weitaus größten Teiles der Gerölle nach dem Vorschlag von ZINGG: Die ebenen, konkaven und konvexen Flächenanteile werden in Prodez (in Teilen von 10) geschätzt. Die Darstellung der drei Komponenten erfolgt im gleichseitigen Dreieck.

Durch die Schätzung kommt aber wieder eine nicht unerhebliche subjektive Komponente in die Bestimmung des Rundungsgrades. Die Genauigkeit der Schätzung hängt ja u. a. von der Erfahrung, d. h. hauptsächlich von der Zahl der Messungen ab, die der einzelne durchführte, bevor er mit Schätzungen begann. Schließlich versagt die Methode bei gewissen nicht seltenen Geröllformen, die keine konkaven und keine

ebenen Flächenanteile besitzen, mit 100 Prozent konvexen Flächenanteilen also denselben Rundungsgrad erhalten wie eine Kugel, obwohl ihre wirkliche Rundung wesentlich geringer ist (siehe z. B. das in Abb. 3 dargestellte Geröll).



Abb. 3. Geröllquerschnitt mit 100 % konvexer Oberfläche, aber keineswegs bester Rundung.

Ther. GUGGENMOOS ging 1933 einen anderen Weg. Sie benutzte die üblichen Bezeichnungen: Extrem kantig und splittrig, beginnende Kantenverrundung usw. Sie schied Gruppen aus und bezeichnete sie mit römischen Ziffern I—V (V = Rundung). Zur Kennzeichnung eines Gesteines bildet sie den Verrundungsfaktor $= \frac{IV + V}{I - II}$. Zur Objektivierung gibt sie für jede Gruppe Abbildungen von Körnern mit dem entsprechenden Rundungsgrad. Damit war sie wohl auf dem richtigen Weg, den auch KRUMBEIN 1941 einschlug.

KRUMBEIN schied 9 Rundungsgrade aus, 0,1 = schlechtester bis 0,9 = bester Rundungsgrad. (Zur Vermeidung des Kommas kann, wie es auch hier geschehen soll, die Null weggelassen werden.) Für jeden der Rundungsgrade bildet er 9 Geröllquerschnitte als Beispiele ab. Es wird ein Querschnitt parallel zur Längsachse des Gerölles gewertet. Diese Methode ist einfach, erlaubt bei sehr geringem Zeitaufwand (eine knappe Stunde für 100 Gerölle) eine recht genaue Bestimmung und hat noch weitere Vorzüge:

1. Die Klassierung ist sehr elastisch. Schwankt man bei der Zuteilung zwischen 2 Werten, z. B. 5 und 6, so erteilt man einfach den Zwischenwert 5,5, was Zeit und Energie erspart, ohne der Genauigkeit zu schaden. Auch 0,5 und 9,5 — eventuell sogar 0 und 10 — sind benutzbare Werte.
2. Die Messungen von Geröllern lassen sich sehr gut kennzeichnen und vergleichen, wenn man die üblichen Mittel der Statistik anwendet (Mittelwert, mittlere Abweichung, Höchst- und Tiefstwert usw.). Man braucht also keinen „Verrundungsfaktor“ oder ähnliches mehr definieren. Der Mittelwert und die Abweichungen können schließlich durch Vergleich mit den Abbildungen unmittelbar anschaulich gemacht werden.
3. Die Methode läßt sich bei allen Korngrößen anwenden, sogar im Dünnschliff, obwohl hier nicht alle Körner senkrecht zur Längsachse gesehen werden.
4. Die Methode kann im Gelände ohne weitere Hilfsmittel mit einer Fotokopie der Standard-Abbildungen durchgeführt werden.

Allerdings sind die Standard-Abbildungen etwas zu ergänzen. Gerölle, wie in der Abbildung zum Abrollungsgrad 1 bei KRUMBEIN (1941) dargestellt, sind nämlich recht selten. Besonders in den gemäßigten Klimaten herrschen im Verwitterungs- und Gehängeschutt — und in diesem kommen Gerölle mit den schlechtesten Rundungsgraden ja hauptsächlich vor — von ebenen Flächen begrenzter Formen, deren Querschnitte Rechtecke, Trapeze, Rhomboeder u. a. sind, bei weitem vor.

KRUMBEIN gibt auch an, wie der Rundungsgrad von Geröllen, die während des Transportes zerbrochen sind, gemessen werden soll. Er bewertet den nicht durch Bruch erzeugten Flächenanteil und dividiert dessen Rundungsgrad durch 2. Die Bedeutung zerbrochener Gerölle ist jedoch denkbar gering. Selten wird unter 100 Geröllen eines dabei sein. In Wildbachschüttungen werden sie zwar häufig, hier ist es jedoch wieder schwierig, die Stücke von frisch aufgenommenem Gehängeschutt zu unterscheiden (wenn sie nicht mehr mit korrespondierenden Korngrenzen nebeneinanderliegen).

Die Methode KRUMBEIN's führt die notwendige Beschäftigung mit dem Rundungsgrad auf ein normales Maß zurück. Denn dem Rundungsgrad wurde durch die „exakte“ Messung mittels Planimetern und Kurvimetern wohl etwas zuviel Ehre angetan.

Eine weitere Methode, die ebenfalls Schnelligkeit mit guter Genauigkeit verbindet, gab CAILLEUX 1947 an (siehe auch CAILLEUX 1952). Er definiert den Rundungsindex (*indice d'émousé*) als $2r$, wobei r der kleinste Krümmungsradius ist, der in der Ebene $a-b$ vorkommt.

Die Messung der Krümmungsradien erfolgt mit Hilfe einer zielscheibenartigen Tafel mit konzentrischen Kreisen wachsender Radien, wie sie WADELL eingeführt hat. Dieser Index ist geeigneter als es auf den ersten Blick scheint, doch sind die Ergebnisse dieser Methode nicht so anschaulich, und sie läßt sich nur sehr schwer bei kleinen Korngrößen oder gar bei Dünnschliffbeschreibungen anwenden.

Einige Autoren meinen, der Abrollungsgrad sei ein gutes Mittel, Transportrichtungen festzustellen. Man wird jedoch von diesem Mittel kaum Gebrauch machen, da jede Abrollung eine Abnützung ist. Die Transportrichtung kommt also besser und schneller bei einem Korngrößenvergleich zum Vorschein.

Wie POSER & HÖVERMANN (1952) zeigten, kann ein Schotter flußabwärts in bezug auf den Rundungsindex sich „verjüngen“, d. h. den Charakter eines weiter flußaufwärts vorkommenden Schotters wieder annehmen, wenn z. B. unterhalb einer Gefällstufe ein Teil der Gerölle zerbricht. Bei einem Korngrößenvergleich sind die Umstände jedoch klar, da die Korngröße einer Gesteinsart flußabwärts immer abnimmt.

In einem weiteren Fall versagt der Rundungsgrad im Gegensatz zur Korngröße. Wird ein Schotter am Rande eines Wasserbeckens vor einer Flußmündung abgelagert, so nimmt die Korngröße sehr rasch ab, ohne daß sich der Rundungsgrad der Gerölle noch wesentlich ändert (beim Vergleich gleicher Korngrößen). Derartige Verhältnisse liegen, wie sich zeigen wird, in dem hier zu besprechenden Anteil der Molasse vor.

Der Rundungsgrad nimmt mit abnehmender Korngröße zu. Man muß sich also beim Vergleich zweier Proben auf bestimmte Korngrößen beschränken. Dadurch wird aber wiederum der Unterschied im Rundungsgrad zweier Schotter verwischt.

Vergleicht man nämlich eine bestimmte Korngröße einer Probe A mit der gleichen Korngröße einer flußabwärts gelegenen Probe B, so nimmt der Abrollungsgrad der Gerölle in der Vergleichskorngröße der Probe A zwar, bis sie zum Punkt B gelangen, zu, die Gerölle treten aber in B in einer kleineren Korngröße auf, werden also gar nicht mit den Geröllen der Probe A verglichen, aus denen sie hervorgegangen sind.

Schließlich muß ein Schotter, bevor eine sinnvolle Untersuchung der Form und des Rundungsgrades der Gerölle durchgeführt werden kann, erst in seine Korngrößen und diese wieder in ihre einzelnen Gesteinskomponenten zerlegt werden. Hat man das jedoch getan, steht einem schon eine derartige Fülle von auswertbarem und bisher nur selten in seinen Möglichkeiten voll ausgeschöpftem Material zur Ver-

fügung, daß den Bestimmungen der Form- und Rundungswerte nur wenig zu ergänzen übrigbleibt.

Vorläufig kann die Messung des Rundungsgrades eines Schotters nur zur Charakterisierung dieses Sedimentes herangezogen werden, aber immer nur nach, allenfalls neben, nie jedoch vor der Korngröße.

Der Hauptzweck der Bestimmung des Rundungsgrades wird sein, nach der Messung verschiedener Gesteine bestimmter Korngrößen eines Schotters durch Vergleich mit Messungsreihen an heutigen Schottern sagen zu können, welche Strecke die Gerölle annähernd zurückgelegt haben oder, wenn das aus geologischen Gegebenheiten bekannt ist, unter welchen Transportbedingungen sie standen.

1.5 Zur praktischen Anwendung der Schotteranalyse

Bilden die Gesetze der allgemeinen Geologie die Grundlagen der Schotteranalyse, so kommen bei ihrer Durchführung und Auswertung alle geologischen Methoden zu Wort. Paläontologie und Petrographie müssen helfen, die Trennung der verschiedenen Gesteinstypen und ihre Zuordnung zu anstehenden Gesteinen durchzuführen. Dazu ist weiterhin die Kenntnis der Stratigraphie, Tektonik und regionalen Geologie der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes bedeutsam, die auch für die Auswertung der Analysen und zur Klärung von Paläogeographie und Paläogeologie wichtig ist. Daraus ergibt sich: Schotteranalysen älterer Schotter sind dort am interessantesten, wo die Geologie der näheren und weiteren Umgebung schon bekannt ist.

In geologisch unerforschten Gebieten kann die Schotteranalyse praktische Anwendung bei der Untersuchung von Seifenlagerstätten finden. Sie gibt Hinweise auf Herkunftsrichtung, Entfernung und Begleitgesteine der primären Lagerstätte.

Eine weitere Möglichkeit der Anwendung ist meines Wissens jedoch noch nicht konsequent verwirklicht worden: Vor der Untersuchung eines geologisch unbekannten, aufschlußarmen Gebietes einige Zentner Schotter der aus diesem Gebiet kommenden Flüsse zu untersuchen.

Eine Expedition in ein bestimmtes Gebiet kann also gleich Handstücke der zu erwartenden Gesteine mit eingehender petrographischer und paläontologischer Beschreibung mitbekommen, was aber den Leistungseffekt einer kostspieligen Expedition wesentlich steigert.

Schließlich kann die Untersuchung der Schotter eine Prospektion veranlassen, wenn sich in ihnen Anzeichen von Lagerstätten finden.

2. Der Hochgratfächer

Wir beginnen die Beschreibung der Schuttfächer mit dem Hochgratfächer wegen seiner guten Aufschlüsse, die den Aufbau des Fächers klar zum Vorschein bringen. Diese Aufschlüsse sind in der sehr kräftigen vom Rupel bis in das Torton durchlaufenden Schotterführung begründet. Durch die widerstandsfähigen Nagelfluhbänke werden die Zentren grobklastischer Schüttung ausgezeichnet morphologisch herausgearbeitet.

Der Hochgratfächer reicht nach W bis zur Bregenzer Ach im S bzw. Rotach im N (die von N in die Bregenzer Ach mündende Rotach darf nicht mit der von E in die Iller mündenden Rottach — am Rottachberg — verwechselt werden). Im E ist

der Fächer durch eine Linie begrenzt, die sich von der Iller nordöstlich Sonthofen über Agathazell, Rettenberg, Vorderburg, Peterstal und Brodelsberg nach N zieht. Die S-Begrenzung wird durch den tektonischen Kontakt zum Flysch gebildet bzw. östlich der Iller durch den ebenfalls tektonischen Kontakt zur chattischen Molasse des benachbarten Nesselburgfächers. Das Schüttungszentrum des Hochgratfächers zieht sich vom Siplinger im S über den Hochgrat, die Salmaser Höhe, den Hauchenberg zum Sonnen-Eck und Schwarzen Grat. Diese Abgrenzung des Hochgratfächers ergibt sich sowohl aus den Schotteranalysen als auch aus der Faziesverteilung. Der Fächer hat schon in fast allen seinen Teilen Bearbeiter gefunden: GÜMBEL (1861, 1894), A. RÖSCH (1905), ERB (1923), CORNELIUS (1923), E. KRAUS (1923, 1927, 1929 u. a.), M. RICHTER (1925, 1926, 1928), H. THOMAS (1926), F. MÜLLER (1930), F. T. MUHEIM (1934) und VOLLMAYR (1954).

Mit der Bezeichnung „Hochgratfächer“ folgen wir der Gewohnheit, den Fächer nach dem höchsten Berg zu bezeichnen, den er aufbaut und der auch tatsächlich meist das Schüttungszentrum des betreffenden Fächers darstellt.

Am Aufbau des Fächers sind innerhalb der Subalpinen Molasse Schichten vom Lattorf bis zum Torton durchgehend beteiligt. Es handelt sich vorwiegend um eine Wechsellagerung von Nagelfluhen, Sandstein- und Mergelbänken, in der die Nagelfluhen sich in jeder Stufe an die südlichsten Vorkommen der betreffenden Stufe halten, während nach N zu Sandsteine und Mergel an Mächtigkeit zunehmen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Stufen ist annähernd die gleiche wie in den benachbarten Fächern, jedoch unterscheidet sich jeder Fächer vom anderen durch eine bestimmte, jeweils im Zentrum des Fächers auftretende Maximalzahl an Nagelfluhbänken je Stufe. So kommen auf das Chatt des Hochgratfächers ungefähr 50 Nagelfluhbänke in seinem Zentrum am Siplinger, 19 auf das Aquitan am Gschwender Horn, 9 auf das Burdigal am Hauchenberg und auf das Helvet und Torton über 20 Nagelfluhbänke.

Nach den Ost-, West- und Nordrändern der Fächer nehmen die Nagelfluhbänke rasch an Zahl ab und keilen schließlich ganz aus. So sind von den 50 Nagelfluhbänken des Chatt an der Bolgenach noch 21, an der Bregenzer Ach noch 3 Bänke vorhanden. Auch nach Osten keilen die Nagelfluhbänke bis zur Iller aus. Sind am Gschwender Horn rund 25 Nagelfluhbänke des Chatt und 19 des Aquitan aufgeschlossen, so sind es im W am Hohen Bühel noch 21 im Chatt und 7 im Aquitan, an der Bolgenach 11 chattische und nur noch 1 aquitane Nagelfluhbank, während die Bregenzer Ach von keiner zu diesem Zuge gehörenden Nagelfluhbank mehr erreicht wird. Vom Gschwender Horn nach E liegen am Ostende des Rottachberges noch 9 Nagelfluhbänke vor, von denen VOLLMAYR die untersten beiden noch in das Chatt stellt (s. Tab. 3).

Die Verteilung der Fazies in S–N-Richtung konnte erst in den letzten Jahren geklärt werden, nachdem durch die zahlreichen Landschneckenfunde (VOLLMAYR, ZÖBELEIN u. a.) und deren Auswertung durch ZÖBELEIN die Chatt-Aquitangrenze in weiten Teilen des Fächers festgelegt worden war.

In jeder geologischen Stufe liegt das grösste Material in den südlichsten Aufschlüssen. Nach N wird es rasch feinerkörnig. Dabei treten die ältesten Schichten jeweils in den südlichsten Zonen zutage, während die jüngeren Horizonte (im S fehlend) sich nach N vorstaffelnd einschalten.

Wir betrachten das Profil im Zentrum des Hochgratfächers: Im S am Siplinger Kopf folgt über der UMM, der nur wenig Nagelfluh eingeschaltet ist, nördlich der Oberen Wilhelmine-Alpe die USM mit Konglomeraten, Sandsteinen und meist bunten, d. h. rötlichen oder bräunlich gefleckten Mergeln. Die Schichtenfolge steht hier, auf

dem S-Flügel der Steineberg-Mulde, senkrecht bzw. fällt sogar in ihren unteren Teilen nach S ein (80°), ist also z. T. überkippt (s. Taf. 2, Fig. 1).

Die untersten Nagelfluhbänke sind meist grau oder bräunlich gefärbt mit Geröllgrößen bis zu 8 cm. Nach oben hin schließen sich die Nagelfluhen etwas zusammen, die dazwischenliegenden Mergel und Sandsteine teilweise verdrängend. Dabei steigt die Korngröße der Gerölle bis auf 35 cm Durchmesser, und die Farbe der Nagelfluhbänke wird ein immer intensiveres Rot.

Dieser Aufbau des Profils wiederholt sich nun in seinen Grundzügen (unten weniger, feinkörnigere und farblosere Nagelfluhbänke; oben mehr, gröbere und meist rötlich gefärbte Nagelfluhbänke) immer wieder in den einzelnen Mulden, nur daß nach N zu Sandsteine und Mergel eine größere Rolle spielen und die Schichten immer jünger werden.

So sind im Gschwender Tobel (auf dem N-Flügel der Hornmulde) im unteren Teil nur feinkörnige Nagelfluhen mit einer Korngröße bis 5 cm aufgeschlossen, die mit viel Mergel und etwas Sandstein wechsellagern. Das Profil beginnt bei 745 m über NN, die Schichten streichen mit N 60° E und fallen mit 65° nach SE. Bei 980 m treten schon Gerölle bis 8 cm auf, auch werden jetzt die Nagelfluhbänke häufiger (auf Kosten der Mergel und Sandsteine). Schließlich beginnt in den obersten 5 der Chattischen Nagelfluhbänke die Rotfärbung, die im Aquitan noch zunimmt. Die oberste der ungefähr 19 aquitanen Nagelfluhen hat dann eine Korngröße bis 20 cm.

In der Salmaser Mulde ist im Chatt keine Nagelfluh mehr vorhanden (außer 2 kleingerölligen, geringmächtigen Einstreuungen), sondern erst im Aquitan. In den obersten der rund 12 Nagelfluhbänke ist der Gerölldurchmesser am größten (bis 12 cm) und die Rotfärbung am stärksten, wobei letztere jedoch an Intensität nicht an die der südlichen Gebiete heranreicht.

In der Hauchenberg-Antiklinale enthält das Aquitan nur noch in den obersten 500 Metern 4—5 sandige graue Nagelfluhbänke mit Kohleschmitzen (die gelegentlich auch schon in der Salmaser Mulde auftreten). Darüber tritt jetzt das Burdigal auf, das die eigentliche Grobschüttung enthält. Die ungefähr 8 Nagelfluhbänke folgen nach oben zu in immer geringeren Abständen aufeinander, werden immer gröber (bis 15 cm) und bekommen einen Anflug von Rotfärbung. Dabei gehören die obersten Bänke des Hauchenberges schon zur OMM, ohne daß sich jedoch andere Anzeichen dafür finden ließen als die Fauna (Austern- und andere Bivalvenschalen), die plötzlich zwischen den Geröllen auftritt. Auch auf dem N-Flügel des Hauchenberg-Sattels, dem aufgebogenen S-Rand der Vorlandmolasse, liegen die Dinge ähnlich. Hier weisen Helvet und Torton die kräftigste Schotterführung auf, während die liegenden Schichten sandig-tonig entwickelt sind.

2.1 Die Schotteranalysen des Hochgratfächers

Von verschiedenen Seiten wurden schon Schotteranalysen der Nagelfluhen in diesem Gebiet durchgeführt. So von CORNELIUS (1923), THOMAS (1926), KRAUS & REIS (1929) und MUEHEM (1934). CORNELIUS, der auch die Gerölluntersuchungen in Oberbayern (CORNELIUS 1920) anregte, gibt schon eine gute Übersicht über die Gerölltypen. Seine Aufsammlungen beschränken sich im wesentlichen auf das Chatt und die unteren Kojenschichten. Gelegentliche Prozentangaben sind Schätzungen, die jedoch die Größenordnung gut treffen. Über die Zuordnung der Sandkalke ist er sich im unklaren.

Eine gute Ergänzung bildet hierzu die Arbeit von THOMAS (1926), da er das Aquitan und Burdigal bearbeitete. Seine in der Größenordnung richtigen Prozentangaben beruhen auf

Auszählungen von je 40 Geröllen und Schätzungen. Er erkannte vor allem schon den Gegensatz zwischen den Nagelfluhen des unteren Aquitans und denen des oberen, in welchen Gneise auftreten und die Sandkalke häufiger werden.

Die Zugehörigkeit der Sandkalke zum Flysch erkannte erst KRAUS (1929). Er bestätigt die Ausführungen von CORNELIUS, daß sicheres Helvetikum nicht beobachtet werden konnte in bezug auf die helvetische Kreide, weist aber schon auf die Übereinstimmung einiger Eozänkalktypen mit Allgäuer Eozänkalken der helvetischen Fazies hin.

Die ausführlichsten Analysen und Prozentangaben gibt MUHEIM (1934). Er teilt jedoch die Flyschsandkalke vorwiegend dem Eozän zu. Je Analyse zählt er 200—500 Gerölle aus. Leider benutzt er nicht einen Aufschluß, aus dem er die Gerölle zuerst herausgreifen würde, um sie dann auszuzählen, sondern er sammelt sie im allgemeinen während der Begehung eines Gebietes auf. Dadurch ergab sich eine gewisse subjektive Auswahl der auffallenden Geröllkomponenten. Während seine Prozentangaben von unauffälligen Gerölltypen (z. B. Aptychenkalk) oft prozentgenau mit den hier gegebenen Zahlen übereinstimmen, betragen seine Angaben über auffällige Komponenten (Quarz, Gneis, Radiolarit) ein Vielfaches davon.

Um die Ergebnisse der Auszählungen graphisch darstellen und auswerten zu können, mußten die einzelnen Gesteinstypen zu Gruppen zusammengefaßt werden. Diese Einteilung ergibt sich aus der folgenden Aufzählung der Gerölltypen des Hochgratfächers, in der auch die ab und zu in den Tabellen und im Text benutzten Abkürzungen für die einzelnen Gruppen angegeben sind.

Flysch (Fl):

Flyschsandkalk	Flyschbrekzie (grob, polygen)
Flyschkieselkalk	Flyschsandstein
Flyschmergelkalk	Tristelkalk
(Typ Piesenkopfalk)	
Flyschfeinbrekzie	Tristelbrekzie
(Typ Unternoggschichten)	

Oberostalpin:

Tertiär (Te):

Sandkalk	Lithothamnienkalk
Foraminiferenkalk	

Kreide (Kr)

Cenoman (sicher bisher nur als Dolomitbrekzie nachgewiesen)

Neokom (wird mit zu den Juragesteinen gezählt, da sich die Neokomapterchenkalke und Neokomfleckenmergel makroskopisch nicht einwandfrei von denen des Jura trennen lassen).

Jura (Ju):

Aptychenkalk	Spatkalk
Radiolarit	Kieselkalk
Fleckenmergel	Hierlatzkalk

Trias (Tr):

Oberrhätalk	Wettersteinkalk (u. -dolomit)
Kössener Kalk	Muschelkalk
Plattenkalk	Buntsandstein
Hauptdolomit	

Die Triaskalke lassen sich zwar schwer als Gerölle voneinander, aber doch recht gut von den Kalken des Jura und Flysches unterscheiden.

Paläozoikum:

Bänderkalk

Lydit

Kristallin:

Granitgneis, hell grobkörnig

Muskowitquarzit

Stengelgneis, rot, feinkörnig

Quarzporphyr (z. T. felsitisch)

Quarz mit Gneisresten

Helvetikum:

Foraminiferenkalk

Lithothamnienkalk

Erzkalk

} des helvetischen Lutets

Problematische Gerölltypen:

Dolomit, schwarz, kristallin

Kalk, schwarz, mergelig, kieselig

Die von HAGN bestimmten eozänen Gerölltypen sind das einzige, was innerhalb des Hochgratfächers bisher sicher an helvetischen Geröllen nachgewiesen werden konnte. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß die als nächstens zu erwartenden Gesteinstypen, der Seewer Kalk und der Grünsandstein des Gault (Brisiquarzit), nur schwer als Geröll vom Aptychenkalk bzw. von Grünsandsteinen des Flysch zu unterscheiden sind. Der Schrattenkalk kann, wenn überhaupt, nur in äußerst geringem Maße in der Molasse auftreten, da er trotz seiner guten Erkennbarkeit bisher auch von anderen Autoren nicht gefunden wurde. Als stratigraphisch Tiefstes ist er allerdings auch zuletzt zu erwarten.

Die Zusammensetzung der Nagelfluhen ist viel gleichmäßiger als bisher angenommen wurde. Es ist nicht primär die Zusammensetzung einer Nagelfluhbank, die oft schon in einem Aufschluß zu schwanken scheint, sondern nur die Korngröße der Gerölle, die lagenweise wechselt. Da jedoch der Gehalt einer Gesteinsgruppe in den verschiedenen Korngrößen sehr verschieden ist — was bisher in der Molasse kaum berücksichtigt wurde —, scheint für das ungeschulte Auge der Gehalt an diesem Gestein stark zu schwanken.

So beträgt der Anteil der Flyschgesteine, deren Hauptvertreter durch ihre braune Farbe dem Auge sofort auffallen, im Chatt des Hochgratfächers 20 % in der Korngröße 3—5 cm, über 10 cm jedoch 70 %. Bei lagenweise schwankender Korngröße erscheint eine Lage mit bis 5 cm Korngröße sehr viel ärmer an Flyschgeröllen gegenüber einer anderen Lage mit über 10 cm Korngröße. Dieser Eindruck wird noch verstärkt, da die großen Gerölle viel mehr ins Auge stechen. Betrachtet man jedoch die in der groben Lage ebenfalls vorhandenen Gerölle unter 5 cm Korngröße, so haben diese dieselbe Zusammensetzung wie in der feinkörnigen Lage, in der Gerölle über 5 cm fehlen.

Nur im Aquitan wurde eine ziemlich plötzlich einsetzende Änderung der Zusammensetzung beobachtet, als innerhalb 2—3 Bänken der Granitgneis mit 3 % auftritt und der Flyschgehalt sich verdoppelt. Die anderen Änderungen vom Rupel bis zum Torton sind geringer und verteilen sich über einen größeren Teil des Profiles.

In regionaler Beziehung ändert sich die Zusammensetzung einer Stufe nicht, solange man sich innerhalb eines Fächers bewegt. Erst an den Grenzen zu den benachbarten Fächern findet eine plötzliche Änderung der Fazies statt, wodurch ja die Ausdehnung der einzelnen Fächer erschlossen wurde.

Verschiedenheiten gleichaltiger Nagelfluhen eines Fächers, die in verschiedenen Mulden auftreten, konnten — im Gegensatz zu KRAUS (1951 b, S. 249 u. 250) — nicht gefunden werden, mit Ausnahme der geringeren Korngröße in den nördlicheren Mulden.

Die folgenden Beschreibungen der Zusammensetzung der Nagelfluhen beziehen sich auf die Korngröße 3—5 cm.

2.11 Das Rupel

(s. Tab. 4)

Das Rupel enthält nur wenig Schotter in zwei Horizonten. Einmal liegt an der Basis der Tonmergelschichten zwischen Egg in Vorarlberg und Hinter-Asch südlich des Siplingers eine, nördlich Ittensberg bis auf 10 m Mächtigkeit anschwellende, Nagelfluhbank, der nach rund 250 m Tonmergelschichten (MUHEIM 1934) 6 den Bausteinschichten angehörende Nagelfluhbänke folgen. [MUHEIM (1934, S. 194) stellt die Bausteinzone auf Grund von Fossilien noch in das Rupel.] Diese bis zu 80 m mächtige Nagelfluhserie ist nur westlich von Großdorf (Vorarlberg) voll entwickelt. Nach E und W keilen die Nagelfluhen rasch aus. Wahrscheinlich gehört die Nagelfluhrippe an der Oberen Wilhelmine-Alpe auch in diese Gruppe.

Die liegende Nagelfluhbank, die zeitlich den Deutenhausener Schichten sehr nahe kommen dürfte, weist leider für Schotteranalysen keine günstigen Aufschlüsse auf, so daß uns in den Proben Ittensberg und Siplinger 0, die in dieser Zone liegen, gleich die zwei unsichersten Proben des Hochgratfächers begegnen. Den genauen Ort der Proben entnehme man aus der Tabelle 4. Die Nagelfluhbank enthält viel feinkörniges Material, obwohl der mittlere Durchmesser der größten Gerölle bis auf 9 cm ansteigen kann. Bei Ittensberg konnten nur 65 Gerölle, bei der Probe Siplinger 0 105 Gerölle ausgezählt werden (die Angaben beziehen sich auf die Korngröße 3—5 cm), weil in den betreffenden Aufschlüssen nicht mehr vorhanden waren.

Es seien kurz die Mittelwerte beider Proben angegeben: 36 % Flysch, davon 23 % Sandkalk, 4 % Kieselkalk und 9 % sonstige Flyschkalke. Dazu kommen noch 1—3 % Paläozänflysch. Die 10 % Tertiärgerölle bestehen überwiegend aus inneralpinem Obereozän. In einigen Stücken wird von HAGN Helvetikum vermutet. Jura-Gesteine sind mit 40 % vertreten, davon sind über die Hälfte (21 %) Fleckenmergel, 13 % Aptychenkalk, 1 % Radiolarit, während sich die restlichen 5 % auf andere Gesteine des Jura verteilen. Die Trias besteht aus 2 % Triaskalken und 7 % Triasdolomiten. Kleine Brocken eines hellen, aplitischen Gneises treten neben Quarz und einem Quarzphyllit mit ungefähr 1 % auf. Dazu kommen noch 1—2 % schwarzer, kieseliger Mergelkalk.

Die Probe Großdorf aus den Bausteinschichten ist wesentlich zuverlässiger, wegen des großen z. T. als Kiesgrube benutzten Aufschlusses am E-Ausgang des Dorfes. Der Flyschgehalt liegt hier bei nur 24 %, davon sind 18 % Sandkalk, 1 % Kieselkalk, 3 % sonstige Flyschkalke und 2 % in das Alttertiär zu stellen. Für die 9 % Tertiär gilt das gleiche wie das bei den anderen 2 rupelischen Proben Gesagte. 1 % (2 Gerölle) einer Dolomitm brekzie wurden in das Cenoman gestellt. Die Jura-Gruppe setzt

Tabelle 4. Die Geröllzusammensetzung der Proben des Rupel und unteren Chattes im Hochgratfächer

Hochgratfächer Rupel und unteres Chatt	Mittelwert**)		Fallen- bach		Hittis- berg		Siplin- ger 1		Siplin- ger 2		Siplin- ger 3		Siplin- ger 4		Gunzes- ried		Blai- chach		Mittelwert	Höchstwert	Tiefstwert	mittlere Abweichung
Sandkalk	18	22	26	17	10	21	14	11	21	14	14	11	11	21	15	26	10	16,9	26	10	5,5	
Kiesalk	1	3	3	2	6	2	3	6	3	3	4	4	4	2	2	6	0	3,0	6	0	1,76	
Sonstige Kalk	3	7	6	3	3	6	3	3	3	3	3	5	5	4	2	6	2	3,6	6	2	1,3	
Feinbrekzie	1	1	2	3	3	2	4	4	5	5	4	1	1	3		5	0	2,7	5	0		
organogene*)																		0,7	2	0		
Sandkalke	8	10	2	1	1	9	1	1	1	1	1	1	1			1	0	0,1	1	0		
Summe	31	43	39	28	24	40	24	24	33	26	26	21	21	30	17	39	17	27,1	39	17	6,9	
Tertiär	2	3	1/2	1	1	2	1	1		1	1	1/2	1/2	1	1	1	0	0,6	1	0		
Kreide	1			1/2	1/2		1/2	1/2						1/2		1/2	0	0,2	1/2	0		
Aptychenkalk	13	14	13	10	14	13	15	11	15	11	11	11	11	12	10	15	10	12,0	15	10	1,8	
Fleckenmergel	18	22	33	41	37	19	37	40	38	38	38	40	38	38	43	43	33	38,2	43	33	3,1	
Radiolarit	1	2	2	2	3	1/2	2	5	2	3	3	5	5	1/2		5	0	2,2	5	0	1,55	
andere Juragesteine	7	4	9	7	5	6	5	9	2	8	8	9	10	11		11	2	7,6	11	2	2,9	
Summe	38	41	57	60	59	39	56	65	56	60	60	65	60	60	64	65	57	60,0	65	57	3,1	
Triaskalke	4	2	1	1	7	3	4	5	4	6	6	5	5	1	2	7	1	3,4	7	1	2,4	
Triasdolomite	16	8	3	5	5	12	3	5	3	6	6	5	5	6	14	14	3	5,9	14	3	3,5	
Buntsandstein	1					1/2						1/2				1	0	0,2	1	0		
Summe	21	10	4	6	13	15	7	11	7	12	12	11	11	7	16	16	4	9,5	16	4	3,9	
Gneis	1/2	1/2	1/2	1/2	1	1/2																
Quarz	1/2	1		1/2	1	1/2											0	0,3	1	0		
Quarzit																						
schwarzer Dolomit	1			1/2	1/2	1/2	1/2							1/2	1	1	0	0,3	1	0		
schwarzer Kalk	5	2	4	4	1	3	4	1	4	1	1	3	1	1	1	4	1	1,9	4	1	1,36	

*) z. T. Eozän **) Probe Großdorf doppelt bewertet

sich aus 13 % Aptychenkalk, 18 % Fleckenmergel, 1 % Radiolarit und 7 % anderer Juragesteine, davon 2 % Liaskieselkalke, zusammen.

Triaskalke sind mit 4 % vorhanden, der Hauptdolomit — in dessen Variationsbreite die vorkommenden Dolomite durchaus hineinpassen — mit 16 % und Buntsandstein mit 1 %. BODEN (1931) gibt aus diesen Horizonten 50 % dunkle Dolomite an. Dieser Irrtum wurde schon von MUHEIM (1934, S. 195) berichtigt. Er gibt die Dolomite unbekannter Herkunft mit 7,2 % an. Wir haben in der Korngröße 3—5 cm keine dunklen Dolomite verzeichnet, aber in der Korngröße 1—2 cm sind es 11 %. Selbst davon sind aber nur 1,5 % schwarze Dolomite. Quarz tritt mit $\frac{1}{2}$ % auf und ein Muskowitquarzit (der gleiche Typ wie im Chatt des Nesselburgfächers) ebenfalls mit $\frac{1}{2}$ %. Die schwarzen, kieseligen Kalke sind mit 6 % vertreten.

Bei den in der Tabelle 4 angegebenen Mittelwerten aus diesen drei Rupel-Proben ist die Probe Großdorf ihrer Genauigkeit wegen doppelt bewertet worden.

2.12 Das Chatt

(s. Tab. 4 u. 5)

Seit MUHEIM (1934) teilen wir das Chatt der Subalpinen Molasse in Weißbachschichten unten und Steigbachschichten oben ein. MUHEIM definiert die Weißbachschichten als bunte, d. h. als vorwiegend mit roten Farben durchsetzte Schichtenfolge, während diese Färbung den Steigbachschichten fehlen soll. Wir werden jedoch weiter unten sehen, daß die Färbung der Schichten ein Faziesmerkmal ist und sich daher sowohl in S—N-Richtung, wie in E—W-Richtung nicht an die Zeitgrenzen hält. Eine einwandfreie Definition dieser innerchattischen Grenze wird erst die genauere Untersuchung der durch VOLLMAYR, ZÖBELEIN und dem Autor gesammelten Säugerreste erbringen können.

Bei den 8 zu den Weißbachschichten gerechneten Proben (von West nach Ost: Fallenbach, Hittisberg, Siplinger 1, 2, 3 und 4, Gunzesried, Blaiachach) bestehen wegen dieser Zurechnung nur bei Siplinger 1 und Siplinger 4 gewisse Zweifel. Die Probe Siplinger 0 (80 m E obere Wilhelmine-Alpe) kann eventuell noch in das oberste Rupel gehören, während die Probe Siplinger 4, die südliche Bank der zwei den Kopf bildenden Bänke benutzend, schon den Steigbachschichten angehören könnte. Eine Diskussion des Problems wäre z. Z. müßig und ist für unsere Betrachtungen unnötig.

Wir wenden uns gleich den Mittelwerten der Proben zu. Die Ergebnisse der einzelnen Proben sind in Tabelle 4 angegeben. Der Flysch hat seit dem Rupel etwas abgenommen auf 26 %, davon 17 % Sandkalke, 3 % Kieselkalke, 4 % sonstige Flyschkalke und 2 % Feinbrekzie. Das Eozän ist mit 2 % vertreten. Nur in 3 Proben wurde je ein Geröll in die Oberkreide gestellt (Cenomankonglomerate), also je $\frac{1}{2}$ % bei 200 pro Korngröße ausgezählten Geröllen. Daraus ergibt sich ein Mittelwert von 0,2 %. Die Ju-Gruppe ist mit 60 % bei weitem am stärksten vertreten, davon sind 12 % Aptychenkalke, 38 % Fleckenmergel, 2 % Radiolarit und 8 % andere Juragesteine. Damit haben die Ju-Gerölle um mehr als 20 % gegenüber dem Rupel zugenommen, während die Tr-Gerölle auf 9,5 % abgenommen haben. Diese Abnahme betrifft aber nur die Triasdolomite, die von 12 % im Rupel auf 6 % in den Weißbachschichten absinken, während die Triaskalke sich praktisch nicht verändern.

Quarz wurde mit 0,3 % beobachtet und mit derselben Häufigkeit schwarzer Dolomit. Dabei ist zu bemerken, daß die Korngröße 1—2 cm, die ungefähr 30 % Triasdolomite enthält, bis 5 % den dunklen Dolomiten der Nesselburgnagelfluh sehr

ähnlichen Dolomite enthalten kann, die jedoch meist kräftig bituminös riechen, was für jene absolut untypisch ist. Die schwarzen, kieseligen Mergelkalke sind mit 2 % vorhanden. Die größte Korngröße innerhalb der Weißbachschichten haben Flyschsandkalke und ostalpine Eozänsandkalke mit einem beobachteten mittleren Durchmesser bis 18 cm, der aber selten ist. Die Flyschsandkalke treten häufig in Form runder, plattiger Gerölle auf. Die größten Gerölle kommen in der obersten Probe (Siplinger 4) vor, während die Probe Siplinger 1 nur Gerölle bis zu 6 cm Durchmesser enthält.

Die Steigbachschichten (oberes Chatt) sind durch 13 Proben erfaßt worden. Es sind das (von W nach E) die Proben: Krumbach, Steibis, Obere Lauch Alpe, Moos Alpe, Schneeloch, Siplinger 5, 6, 7, 8, Mittag, Immenstadt, Langenegg und Ried. Letztere ist nur eine Kurzanalyse, um die Zugehörigkeit zum Hochgrat- oder Mittelberger Fächer genauer festzulegen. Sie ist bei der Berechnung des Mittelwertes nicht berücksichtigt worden.

Der Flyschanteil der Proben ist weiterhin gefallen auf 21 % im Mittel, davon 12 % Sandkalk, 3,6 % Kieselkalk, 4 % sonstige Kalke, 1 % Feinbrekzie und 0,3 % Sandsteine. Das Eozän ist mit 2 % und das Cenoman mit 0,7 % gezählt worden. Die Juragesteine sind auf 53 % zurückgegangen, während die Tr-Gesteine auf 18 % anstiegen. Dabei fällt der Rückgang der Ju-Gesteine nur zu Lasten der Fleckenmergel, deren Anteil noch 33 % beträgt, während die anderen Gesteine dieser Gruppe fast die gleichen Prozentzahlen aufweisen wie im unteren Chatt. Die Triaskalke stiegen auf über 4 % an, die Triasdolomite auf 12,5 % und der Buntsandstein auf 0,9 %. Der Quarz ist mit 0,2 % praktisch unverändert geblieben. In der Probe Siplinger 5 trat 1 Lydit auf, was auf alle Proben verteilt einer Gesamthäufigkeit in den Weißbachschichten von 0,04 % gleichkäme. Die schwarzen, kieseligen Mergelkalke sind auf 5,5 % angestiegen.

2.13 Das Aquitan (Kojenschichten)

(s. Tab. 6. u. 7)

Innerhalb des Aquitans findet eine wesentliche, ziemlich plötzlich einsetzende Änderung der sich bisher kontinuierlich ändernden Geröllführung statt, die es erlaubt, das Aquitan in zwei Teile zu teilen, ohne daß zur Zeit Genaueres über die stratigraphische Lage dieses Schnittes gesagt werden kann. Wir sprechen im folgenden von unteren und oberen Kojenschichten. Diese sind nur im Bereich des Hochgratfächers definiert. In den oberen Kojenschichten tritt regelmäßig 1—5 % Gneis auf, während er in den unteren Kojenschichten fehlt bzw. nur nach langem Suchen gelegentlich gefunden werden kann.

Neben diesem auf den ersten Blick zu erkennenden Unterschied gibt es noch weitere. So liegt der Flyschgehalt in den unteren Kojenschichten in der Regel unter 30 % (Mittelwert 21 %), in den oberen Kojenschichten über 30 % (Mittelwert 41,6 %), und Triasdolomite sind mit 22 % in den unteren, dagegen nur mit 8 % im Mittel in den oberen Kojenschichten vertreten. Weiter unten, durch das Kapitel über die Entstehung des Hochgratfächers, wird nachgewiesen, daß diese Faziesgrenze im Rahmen der hier nötigen Genauigkeit innerhalb des Hochgratfächers auch eine Zeitgrenze ist. Die Kojenschichten fehlen in der Steinebergmulde. Mit Nagelfluhen treten sie in der Hornmulde, der Salmaser Mulde und im Hauchenbergsattel auf. Von den Proben der unteren Kojenschichten liegen die Proben Kojen, Lanzenbachmühle, Denneberg,

Tabelle 6. Die Geröllzusammensetzung der Proben der unteren Kojenschichten im Hochgratfächer

Hochgratfächer unteres Aquitan		mittlere Abweichung		Tiefstwert		Höchstwert		Mittelwert	
Sandkalk Kiesalkalk Sonstige Kalk Feimbrenzie Sandstein	R 36 05 26	Burgkranz-egg	2	18	17	11,0	5,1		
	H 52 77 79			9	11	4,5	2,5		
	R 35 98 00	Rottach-berg	1	2	5	3,3	1,1		
	H 52 75 39			3	5	3,3	2		
	R 35 88 60	Gschwender Horn	1	1	3	1,1	3		
	H 52 68 75			2	3	1,1	0		
	R 35 84 25	Thaler Höhe		1	3	1,1	0		
	H 52 71 40			1	3	1,1	0		
	R 35 81 78	Denne-berg		22	32	21,0	5,5		
	H 52 66 05			33	32	21,0	5,5		
Lanzen- bachm.	R 35 79 12			14	13	12,2	2,7		
	H 52 63 92			3	31	24,0	4,5		
	R 35 77 75	Thal- hofen		15	11	12,2	2,7		
	H 52 73 94			11	27	24,0	4,5		
	H 52 67 92	Weißbach		4	2	2,0	1		
	R 35 76 65			2	8	5,1	1		
	R 35 71 45	Döbilis- ried		5	13	43,3	7,5		
	H 52 67 42			3	31	5,8	2,7		
	R 35 71 45	Kojen		17	17	21,7	6,9		
	H 52 64 60			5	1	1,1	1		
Holder- egg	R 35 71 45			6	3	28,5	8,2		
	H 52 64 60			5	17	0,05	0		
	R 35 67 30	Halden		3	4	0,05	0		
	H 52 62 90			18	21	0,05	0		
	R 35 67 30			4	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
Tertiär Kreide Helvetikum	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
	R 35 67 30			3	21	0,05	0		
	H 52 62 90			3	21	0,05	0		
Aptychenkalk Fleckenmergel Radiolarit andere Juragesteine	R 35 67 30			9	16	12,2	2,7		
	H 52 62 90			26	19	24,0	4,5		
	R 35 67 30			3	2	2,0	1		
	H 52 62 90			7	4	5,1	1		
	R 35 67 30			45	38	43,3	7,5		
	H 52 62 90			39	61	54	29		
	R 35 67 30			3	8	5,8	2,7		
	H 52 62 90			27	17	21,7	6,9		
	R 35 67 30			2	1	1,1	1		
	H 52 62 90			32	41	28,5	8,2		
Triaskalke Triasdolomite Buntsandstein	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
	R 35 67 30			2	1	0,05	0		
	H 52 62 90			32	41	0,05	0		
	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
	R 35 67 30			2	1	0,05	0		
	H 52 62 90			32	41	0,05	0		
	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
Summe	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
	R 35 67 30			2	1	0,05	0		
	H 52 62 90			32	41	0,05	0		
	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
	R 35 67 30			2	1	0,05	0		
	H 52 62 90			32	41	0,05	0		
	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
Gneis Quarz schwarzer Dolomit schwarzer Kalk	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
	R 35 67 30			2	1	0,05	0		
	H 52 62 90			32	41	0,05	0		
	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		
	R 35 67 30			2	1	0,05	0		
	H 52 62 90			32	41	0,05	0		
	R 35 67 30			3	6	0,05	0		
	H 52 62 90			27	31	0,05	0		

Gschwender Horn, Rottachberg 1 und Burgkranzegg in der Hornmulde. Zum Zuge der Salmaser Mulde gehören Halden, Holderegg, Döbilisried, Weißbach, Thaler Höhe, während die Probe Thalhofen schon zum Südflügel des Hauchenbergsattels gehört.

Die unteren Kojenschichten enthalten ebenfalls 21 % Flysch wie die Steigbachschichten. Diese Übereinstimmung des Mittelwertes auf wenige zehntel Prozent überrascht sehr, da man während der Auszählung der Proben, die im einzelnen ja zum Teil recht kräftig von dem sich nachher ergebenden Mittelwert abweichen können, keine Übersicht hat und befürchtet, es könnte sich keine Ordnung in den Probenergebnissen zeigen. Innerhalb des Flysches sind die Flyschkieselkalke um 1 % auf Kosten der Sandkalke gestiegen.

Der Ju-Anteil hat abgenommen auf 43,3 %. Die Abnahme betrifft dabei nur die Fleckenmergel, während die übrigen Juragesteine den gleichen Anteil aufweisen wie in den Weißbach- und Steigbachschichten, abgesehen von der geringfügigen Abnahme der Gruppe „andere Jura-Gesteine“. Die Abnahme der Ju-Gesteine ist — ohne Beteiligung der Flyschgruppe — nur durch die Tr-Gesteine bedingt, die auf 28,5 % zunehmen. Hierin zeigt sich das enge Zusammengehören dieser beiden oberostalpinen Gruppen gegenüber dem Flysch, das uns bei der Verteilung der Gesteinsgruppen auf die verschiedenen Korngrößen noch einmal begegnen wird.

Die Trias enthält in den unteren Kojenschichten 6 % Triaskalke, 22 % Triasdolomite und 1,1 % Buntsandstein. Quarz und Gneis sind in der Tabelle mit je annähernd 0,05 % angegeben. In den unteren Teilen der unteren Kojenschichten dürften beide noch seltener sein, dagegen in den oberen Bänken, bevor der Gneis in größerem Maße einsetzt, etwas häufiger. Vor allem der rote, feinkörnige Stengelgneis ist in den kleinen Korngrößen relativ häufig, allerdings nicht so häufig, um bei 200 ausgezählten Geröllen regelmäßig mit erfaßt zu werden.

Die oberen Kojenschichten sind durch 6 Proben vertreten. Davon gehören die Proben Himmeleck, Gschwender Horn 2, Rottachberg 2 und Vorderburg der Hornmulde, Trabers und Ettensberg der Hauchenbergmulde (bzw. dem S-Flügel des Hauchenbergsattels) an. Das Vorkommen der konglomeratischen oberen Kojenschichten beschränkt sich mehr auf den Ostteil des Hochgratfächers. Die erste Bank setzt am Westhang des Himmelecks ein. Es ist am Gschwender Horn ungefähr die 12. Bank des Aquitan, von unten gesehen, bei insgesamt 19 aquitanen Nagelfluhbänken. Am Ostrand des Rottachberges gehören nur die obersten 2 Nagelfluhbänke zu den oberen Kojenschichten, die 5 aquitanen Bänke darunter zu den unteren. In der Salmaser Mulde sind keine oberen Kojenschichten vorhanden, allerdings weist sich die oberste Bank am Oberstauferner Tunnel durch ihren geringeren, aber regelmäßig vorhandenen Gneisgehalt als eine der obersten Bänke der unteren Kojenschichten aus. Nördlich des Hauchenberges sind die unteren Kojenschichten nur mit einer Nagelfluhbank vertreten (die der Probe Thalhofen), während die darüber liegenden Nagelfluhen zu den oberen Kojenschichten gehören.

Wenn sich der Einsatz der Gneisführung als annähernd zeitkonstant erweist, können wir schließen, das Aquitanprofil im W des Himmel-Ecks und in der Salmaser Mulde sei unvollständig, da die oberen Kojenschichten fehlen, während es am Gschwender Horn und N des Hauchenberges am vollständigsten vorliegt.

Die 42 % Flysch der oberen Kojenschichten setzen sich aus 25 % Sandkalken, 7,5 % Kieselkalken, 8 % sonstigen Flyschkalken, 0,7 % Feinbrekzie und 0,9 % Sandstein zusammen. Der Sandstein gehört dem Typus des Hauptflyschsandsteins an, der bis zum Torton noch etwas zunimmt (auf 2 %), aber nie eine wesentliche Rolle in der Molasse spielt. Das Tertiär ist auf 0,2 % zurückgegangen. Dabei bezieht sich dieser

Tabelle 7
Die Geröllzusammensetzung der Proben der oberen Kojenschichten des Hochgratfächers (Mittelberger Fächer)

Hochgratfächer oberes Aquitan	Mittelwert		mittlere Abweichung		Tiefstwert		Höchstwert		Mittelwert	
	R	H	R	H	R	H	R	H	R	H
	36 07 65	52 79 00	Mittel- berg							
	36 05 23	52 77 86	Burg- kranzegg							
	36 00 80	52 76 14	Vorder- burg							
	35 99 65	52 75 88	Rottach- berg 2							
	35 91 10	52 79 77	Ettens- berg							
	35 87 60	52 68 90	Gschwender Horn 2							
	35 84 00	52 67 00	Himmel- eck							
	35 78 45	52 72 50	Trabers							
Sandkalk	22	45			22	36	45	48	41,6	48
Kiesalk	16	1/2			6	1/2	7	1/2	0,2	1/2
Sonstige Kalke	4	1/2			4	1/2	7	1/2	0,3	1/2
Feimbrekzie	5	1/2			6	1/2	9	1/2	0,7	1/2
Sandstein	1	1/2			1	2	1	2	0,9	2
Summe	45	29			36	45	48	48	41,6	48
Tertiär	1/2	1/2			1/2	1/2	1/2	1/2	0,2	1/2
Kreide	1/2	1/2			1/2	1/2	1/2	1/2	0,3	1/2
Helvetikum	1/2	1/2			1/2	1/2	1/2	1/2	0,2	1/2
Aptychenkalk	6	12			9	9	8	7	8,5	12
Fleckenmergel	21	27			16	20	17	17	19,7	27
Radiolarit	4	3			2	3	1	2	2,5	4
andere Juragesteine	12	10			8	12	4	6	8,7	12
Summe	43	52			35	44	30	32	39,4	52
Triaskalke	1	2			2	1	3	2	1,8	3
Triasdolomite	7	9			8	5	9	9	7,8	9
Verrucano	1	1			1	1	1/2	1/2	0,3	1
Summe	8	11			6	13	12	12	9,9	13
Gneis	1	3			2	3	4	3	2,7	4
Quarz	1	1			1/2	1	1	1	0,3	1
schwarzer Dolomit	3	4			5	10	7	5	5,7	10
schwarzer Kalk	3	4			5	10	7	5	5,7	10
Summe	8	11			6	13	12	12	9,9	13
Gneis	1	3			2	3	4	3	2,7	4
Quarz	1	1			1/2	1	1	1	0,3	1
schwarzer Dolomit	3	4			5	10	7	5	5,7	10
schwarzer Kalk	3	4			5	10	7	5	5,7	10

Rückgang ganz überwiegend auf das inneralpine Eozän neben dem, nach den Bestimmungen von HAGN, in den Steigbachschichten schon sicher helvetisches Eozän nachgewiesen wurde. Während dort jedoch die Sandkalke und anderen Kalke des inneralpinen Eozäns bei weitem überwogen, scheint jetzt das helvetische Eozän dem inneralpinen gleich stark vertreten zu sein. Allerdings ist der Gesamtanteil des Eozäns so gering, daß das Verhältnis der beiden Eozängruppen zueinander nicht mehr zahlenmäßig zu erfassen ist. Die Ju-Gesteine sind auf 39 % zurückgegangen. Davon sind 8,5 % Aptychenkalk, 20 % Fleckenmergel, 2,5 % Radiolarit und 9 % andere Ju-Gesteine.

Die Tr-Gesteine, die ja in den unteren Kojenschichten ihren Höhepunkt erreichten, sind noch stärker zurückgegangen als die Ju-Gesteine. Sie machen noch 10 % der Gerölle aus, davon 2 % Triaskalke, 7,8 % Triasdolomite und nur noch 0,3 % Buntsandstein.

Jetzt tritt erstmalig in auszahlbaren Mengen Gneis auf, und zwar mit 1—4 %, im Mittel 2,7 %. Dazu kommt noch 0,3 % Quarz. Außerdem treten in den oberen, zum Teil aber auch schon in den unteren Kojenschichten, felsitische Porphyre und Quarzporphyrite auf, die jedoch wesentlich unter 0,5 % der Gerölle ausmachen und so in keiner Probe mit erfaßt wurden. Sie stimmen weitgehend mit Geröllen in Cenoman-Konglomeraten überein. Da sie sehr widerstandsfähig gegen Abrollung sind und sehr selten vorkommen, ist die Meinung von CORNELIUS (1923), sie seien umgelagert, nicht von der Hand zu weisen. Der Anteil der schwarzen Kalke ist der gleiche wie in den unteren Kojenschichten, 5,7 %.

Es kommen zwei Gneisarten vor: Ein weißlicher, grobkörniger Granitgneis und ein roter Stengelgneis. Der rote Gneis tritt schon gelegentlich in kleinen Bröckchen im oberen Chatt auf. Die obersten Bänke der unteren Kojenschichten enthalten diesen Gneis etwas reichlicher und in etwas größeren Geröllen. Der weiße, grobkörnige Granitgneis wurde im unteren Aquitan nur sehr selten beobachtet. Er kennzeichnet jedoch die plötzliche Vermehrung der Gneise an der Grenze zu den oberen Kojenschichten am deutlichsten, da er sich am stärksten vermehrt und in größeren Korngrößen auftritt als der rote Stengelgneis, der nur etwa 10 % der Gneise ausmacht und äußerst selten in der Korngröße über 4 cm vorkommt.

Wir sind bisher nie auf regionale Verschiedenheiten in der Zusammensetzung einer Stufe innerhalb des Fächers eingegangen. Derartige Unterschiede gibt es praktisch nicht. Das bedeutet, irgendwelche Geröllkomponenten, die an einem bestimmten Punkte des Fächers in einem bestimmten Horizont gefunden wurden, können im gleichen Horizont an jeder beliebigen Stelle des Fächers, an der Konglomerate gleicher Korngröße auftreten, in gleicher Anzahl gefunden werden. Das geht ja schon aus der Bezeichnung der Fächer als solche hervor (jedoch kann die Berechtigung dieser Bezeichnung erst weiter unten gezeigt werden).

Das gilt jedoch nur bedingt für die Proben am äußersten Rande eines Fächers, da diese gelegentlich schon den Einfluß des Nachbarfächers zeigen können. Da der westliche und im Aquitan auch der östliche Nachbarfächer sich durch einen wesentlich höheren Flyschgehalt auszeichnen, ist der Flyschgehalt einiger, an der Grenze der Fächer gelegenen Proben höher als der Durchschnitt der betreffenden Stufe im Hochgratfächer. Diese Mischungerscheinungen sind jedoch selten, da sich die Grobfazies zweier Fächer kaum berühren, und ist das der Fall, so ergibt sich meist eine Wechselagerung der beiden Geröllgemeinschaften, keine Vermischung.

Der einzige regionale Unterschied in allen Stufen eines Fächers ist die feinerkörnige Zusammensetzung der nördlichsten Proben. Während also am Gschwender

Horn Gerölle (Flyschsandkalke) bis 20 und sogar bis 25 cm mittleren Durchmessers vorkommen, geht die Korngröße in den Proben Trabers und Ettensberg kaum über 10 cm hinaus. Außerdem liegen die groben Gerölle in den obersten Bänken des Gschwender Hornes dichtgepackt, während nördlich des Hauchenberges die Nagelfluhen der oberen Kojenschichten viel feinkörniges Bindemittel aufweisen und von zum Teil blaugrauen, Kohleschmitzen enthaltenden Sandsteinzwischenlagen durchsetzt werden. Während die Nagelfluhen am Gschwender Horn ein rotes Pigment aufweisen, sind sie nördlich des Hauchenberges grau oder sogar von einem schwarzen Pigment durchsetzt. Leider erlauben die Aufschlüsse keine genauen Siebanalysen zur Aufstellung der Summenlinie.

Trotz der feinerkörnigen Zusammensetzung der nördlicheren Nagelfluhen entsprechen sich in der Zusammensetzung gleicher Horizonte immer gleiche Siebintervalle, d. h. die Korngröße 3—5 cm z. B. hat am Gschwender Horn dieselbe Zusammensetzung wie bei Ettensberg, obwohl diese Korngröße nördlich des Hauchenberges schon zu den größeren Geröllen gehört.

2.14 Das Burdigal

(s. Tab. 8)

In dieser Stufe liegt die Grenze zwischen der unteren Süßwassermolasse (USM) und der oberen Meeresmolasse (OMM), die sich aber weder qualitativ noch quantitativ in der Schotterführung des Hochgratfächers bemerkbar macht, abgesehen davon, daß plötzlich Schalen mariner Bivalven, vor allem Austern, zwischen den Geröllen liegen. (Eine 20 cm mächtige Lage Austernschill ist u. a. im Aufschluß der Probe Rieggis erschlossen.)

Die burdigalen Nagelfluhen sind hauptsächlich im Hauchenbergzug zwischen Ochsenberg im Westen und Stoffelsberg im Osten vertreten, reichen aber bis nach Mutten im W und nordöstlich Sulzberg im Osten. Die nördlichsten Aufschlüsse finden sich an dem aufgebogenen (und daher N-fallenden) S-Rand der ungefalteten Molasse. Gute Aufschlüsse bieten die obere und untere Argen (diese und weitere Profile beschreibt ERB 1923). Die burdigalen Proben sind von W—E: Langen, Schüttentobel 1, Mutten, Geratsried, Wilhams, Rieggis, Hupprechts, Hitzleberg und Sulzberg.

Im Mittel ist der Anteil der Flyschgerölle auf 48 % weiterhin gestiegen. Sie setzen sich aus 29 % Sandkalken, 10 % Kieselkalken, 0,7 % Feinbrekzien, 1,5 % Sandsteinen und knapp 8 % anderen Flyschkalken zusammen. Eozän findet sich nur ganz untergeordnet. Jedoch sind jetzt ziemlich sichere Anzeichen dafür vorhanden, daß am damaligen Molassesüdrand schon Molasse aufgearbeitet wurde. So findet sich bei Rieggis grauer und rötlicher Mergel zwischen den Geröllen, der wahrscheinlich der älteren Molasse entstammt. Cenomankonglomerat wurde $\frac{1}{2}$ % gefunden. Als einzige Gruppe sind die Ju-Gesteine auf 27 % zurückgegangen, davon die Aptychenkalke auf 5,6 %, die Fleckenmergel auf 16 %, die Radiolarite auf 2 % und die Gruppe „andere Ju-Gesteine“ auf 5 %. Die Tr-Gesteine sind leicht angestiegen auf 11,5 %, und zwar die Trias-Kalke auf 2,7 %, die Triasdolomite auf 8,6 %, während der Anteil des Buntsandsteins der gleiche geblieben ist. Die Gneisgerölle erhöhten sich auf 4,2 % und die schwarzen Kalke auf 5,7 %.

Die Lage des burdigalen Schottermaximums im Ochsenberg—Hauchenberg 15 km (vor der Faltung rund 25 km) nördlich des chattischen Schüttungszentrums am Siplinger zeigt deutlich den anhaltenden Fortbau des Fächers nach Norden.

Tabelle 8. Die Geröllzusammensetzung der burdigalen Proben des Hochgratfächers

Hochgratfächer	Burdigal	R	H	Proben	Mittelwert	Höchstwert	Tiefstwert	mittlere Abweichung
Sandkalk								
Kiesalk								
Sonstige Kalk								
Fembrekie								
Sandstein								
Summe								
Tertiär								
Kreide								
Aptychenkalk								
Fleckenmergel								
Radiolarit								
andere Juragesteine								
Summe								
Triaskalk								
Triasdolomite								
Buntsandstein								
Summe								
Gneis								
Quarz								
schwarzer Dolomit								
schwarzer Kalk								

2.15 Das Helvet und das Torton

(s. Tab. 9)

Es wurden nur die Aufschlüsse beider Stufen in dem aufgeschleppten Teil an der S-Randstörung der ungefalteten Molasse benützt, wo beide Stufen grobklastische Sedimente enthalten, die weiter im Norden, noch bis in das Sarmat oberhalb (= nördlich) der Linie nach R. DEHM (siehe die Molassekarte 1 : 300 000) reichend, fehlen. Eventuell gehören auch die obersten Bänke des Hauchenberges schon dem Helvet an. Die Konglomerate erstrecken sich von der Iller im E bis südlich Röthenbach im W. Da die Zusammensetzung der Schotter beider Stufen sich weitgehend gleicht, wurden sie zusammengefaßt. Nur die beiden Proben Nellenbruck 2 und Maria Berg, die in dem höchsten durch Schotteranalysen innerhalb des Hochgratfächers erfaßten tortonen Horizont liegen, wurden davon abgetrennt, da sie sich durch ihren über 10 % liegenden Gneisgehalt deutlich von den anderen Proben unterscheiden.

**Tabelle 9. Die Geröllzusammensetzung
der Proben aus dem Helvet/Torton und Sarmat des Hochgratfächers**

	Helvet / Torton						oberes Torton (Kürnach = Sarmat)				
Hochgrat- fächer Helvet/Torton (+ Sarmat) Gerölle 3—5 cm	Röthen- bach R 35 73 46 H 52 75 69	Schütten- tobel 2 R 35 77 68 H 52 77 79	Schütten- tobel 3 R 35 77 53 H 52 78 74	Selt- mans R 35 81 80 H 52 79 38	Nellen- bruck 1 R 35 82 45 H 52 82 05	Reddis R 35 89 37 H 52 83 08	Mittelwert	Nellen- bruck 2 R 35 82 45 H 52 82 00	Kür- nach R 35 90 15 H 52 88 25	Maria Berg R 35 95 10 H 52 87 90	Mittelwert
Sandkalk		52	57	49	51	44	50,6	47		41	44
Kieselkalk		9	8	13	9	12	10,2	11		10	10,5
Sonstige Kalke		9	6	7	4	11	7,4	10		9	9,5
Feinbrekzie			2	1/2		1	0,7	1		1	1
Sandstein		2	2	2	1	1	1,6	2		2	2
Summe	84	72	75	71	65	70	70,5	71	66	63	67
Eozän						1	0,2				
Obere Kreide						1	0,2				
Aptychenkalk		7	3	6	7	3	5,2	2		3	2,5
Fleckenmergel		6	9	10	9	5	7,8	6		6	6
Radiolarit		1	1	2	1	1	1,2	1		2	1,5
andere Juragesteine		2	3	4	3	2	2,8	2		2	2
Summe	11	16	16	22	20	11	17,0	11	18	13	12,0
Triaskalke		2	1	1	6	3	2,6	2		1	1,5
Triasdolomite		1	6	1	3	1	2,4	0		5	2,5
Summe		3	7	2	9	4	5,0	2	9	6	4
Gneis	3	5	2	1	3	3	2,8	12	7	11	11,5
Quarz			1/2	1/2	1/2	2	0,7			2	1
schwarzer Dolomit						1/2	0,1				
schwarzer Kalk	2	4		4	3	8	4,5	4		5	4,5

Zwischen Helvet und Torton bzw. wohl noch in das oberste Helvet (nach LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER 1953) fällt die Grenze der oberen Meeresmolasse zur oberen Süßwassermolasse. Diese Grenze bleibt jedoch auch hier ohne wesentlichen Einfluß auf Zusammensetzung und Menge der Schotter. Von den 6 unteren Proben gehören Röthenbach, Schüttentobel 2 und Seltmanns in die obere Meeresmolasse, Schüttentobel 3, Nellenbruck 1 und Rechtis in die obere Süßwassermolasse.

Gegenüber dem Burdigal ist der Flyschgehalt weiterhin beträchtlich gestiegen auf 70,5 %. Davon sind 51 % Sandkalke, 10 % Kieselkalke, 7 % Flyschkalke, 0,7 % Feinbrekzien und 1,6 % Sandsteine. (Die Probe Röthenbach beruht nur auf der Auszählung von 45 Geröllen, da es sich um einen winzigen Aufschluß handelt, und ist deshalb bei der Mittelwertberechnung nicht berücksichtigt.) Entsprechend sind die Ju-Gesteine weiter zurückgegangen, am stärksten die Fleckenmergel auf 8 %, dann „andere Ju-Gesteine“ auf 2,8 % und die Radiolarite auf 1,2 %. Fast nicht veränderten sich die Aptychenkalke, die immer noch mit 5,2 % vertreten sind. Triasgerölle sind noch 5 %, davon 2,6 % Triaskalke und 2,4 % Triasdolomite, vorhanden. Die Gneise machen 2,8 % und die Quarze 0,7 % der Gerölle aus. Die schwarzen Kalke haben etwas abgenommen auf 4,6 %.

Die Zusammensetzung der beiden Proben aus dem oberen Torton ist, bis auf den auf 11,5 % erhöhten Gneisgehalt, recht ähnlich. Von 67 % Flysch fallen 44 % auf die Sandkalke, 10,5 % auf die Kieselkalke, 9,5 % auf die anderen Flyschkalke, 1 % auf Flyschfeinbrekzie und 2 % auf Flyschsandstein. Unter den kleineren Korngrößen kommen gelbe, poröse Spongienkalke vor, deren Kalksubstanz weitgehend herausgelöst ist.

Die noch mit 12 % vertretenen Ju-Gesteine weisen 2,5 % Aptychenkalk, 6 % Fleckenmergel, 1,5 % Radiolarit und 2 % andere Ju-Gesteine auf. Von 4 % Tr-Geröllen sind 1,5 % Triaskalke und 2,5 % Dolomite. Die schwarzen Kalke sind wiederum mit 4,5 % vertreten.

Da diese Mittelwerte sich aus nur 2 Proben ergeben, können aus ihren Abweichungen von den Mittelwerten der dem Helvet und tieferen Torton angehörenden Proben keine Schlüsse gezogen werden. Nur die Vermehrung der Gneise liegt außerhalb eines statistischen Fehlers. Von den 12 % dieser Gneise fällt annähernd 1 % auf den roten Stengelgneis, der auch nur gelegentlich eine Korngröße bis 5 cm erreicht gegenüber dem bis 9 cm erreichenden weißen Granitgneis.

In der Korngröße 1–2 cm fällt ein bräunlicher, kristalliner, meist leicht zu „Dolomitsand“ zu zerdrückender Dolomit auf, bei dem es sich um mehrfach umgelagerten und daher stark zersetzten dunklen Dolomit handeln dürfte. Frische unzersetzte Kerne, die in manchen Geröllen noch vorhanden sind, weisen darauf hin.

In der Probe Maria Berg wurde ein Geröll? dunklen sehr basischen vulkanischen Glases beobachtet, das sehr frisch ist und jedenfalls aus dem Tertiär stammt (Korngröße 1,5 cm).

2.2 Die zeitliche Entwicklung der Gerölltypen

(s. Abb. 4)

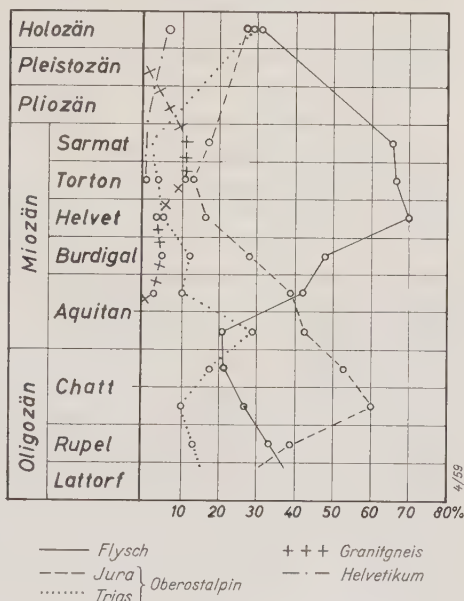
Das Gesagte soll kurz, jetzt nach den Gerölltypen geordnet, wiederholt werden. Man betrachte dazu die die Entwicklung des Hochgratfächers darstellende Kurve der Abbildung 10 und die Tabelle 10.

Der Flysch nimmt von 30 % im Rupel auf 26 % in den Weißbachschichten und 21 % in den Steigbach- und unteren Kojenschichten ab, und steigt dann plötzlich

an der Grenze zu den oberen Kojenschichten auf 42 % und über 48 % im Burdigal auf 70 % im Helvet und Torton an. Die Flyschsandkalke zeigen genau die gleiche Entwicklung. Die Flyschkieselkalke dagegen nehmen ständig zu, trotz der Abnahme der gesamten Flyschgeröllgruppe vom Rupel bis zum oberen Chatt, während die Flyschfeinbrekzie — im wesentlichen dem Typ der Unternoggschichten entsprechend — vom unteren Chatt an ständig abnimmt. Der Sandstein nimmt, im oberen Chatt beginnend, zu, ohne aber 2 % zu überschreiten. Die Prozentzahlen des Flyschsandsteines enthalten noch einen glaukonitischen, etwas quarzitischen Sandstein (Helvetikum?), der jedoch nur gelegentlich vorkommt. Aus den Zahlen der unter „sonstige Kalke“ (Flysch) zusammengefaßten Gerölle wollen wir keine Schlüsse ziehen, da diese Gruppe etwas heterogen zusammengesetzt ist und noch dazu aus Gesteinen besteht (Fukoidenkalke und unreine Mergelkalke), die zum Teil schwer gegenüber einigen Gesteinstypen der Ju-Gruppe abzugrenzen sind.

Abb. 4. Die Schotter-Zusammensetzung der Korngröße 3—5 cm des Hochgratfächers in den einzelnen Stufen.

Das Pliozän und das Pleistozän sind nicht durch Proben belegt. Aus der Gegenwart wurde der Illerschotter südlich der Rottachmündung untersucht (Ortsangabe siehe Abb. 1 a).



Die Eozän-Gerölle nehmen vom Rupel (10 %) zum unteren Chatt (2 %) und bis zum Helvet und Torton (0,1 %) ständig ab. Es handelt sich dabei vorwiegend um inneralpines Eozän. Das helvetische Eozän wurde im Chatt und im Aquitan sicher nachgewiesen. Es dürfte rund 10 % des gesamten Eozänanteiles ausmachen, scheint jedoch im Aquitan — während gleichzeitiger Abnahme beider Geröllgruppen — gegenüber dem inneralpinen Eozän etwas zuzunehmen.

Die Ju-Gesteine nehmen vom Rupel bis in das untere Chatt sehr kräftig von 39 % auf 60 % zu, um dann bis zum Torton stetig auf 13 % abzunehmen. Dabei bleibt der Gehalt an Aptychenkalk vom Rupel bis in das untere Aquitan konstant auf 12 % und dann bis in das Torton auf 2,7 % abnimmt. Der Gehalt an Fleckenmergeln läuft der Entwicklung der gesamten Ju-Gesteine parallel, indem er von 20 % im Rupel auf 38 % im unteren Chatt zunimmt und dadurch allein die Vermehrung der Ju-Gerölle herbeiführt, um dann stetig bis auf 7 % im Torton abzunehmen. Der Radiolarit bleibt ziemlich konstant bei 1—2,5 %. Aus dem Verhalten der anderen Ju-Gesteine sollen aus demselben Grunde wie bei den anderen Flyschkalke keine Schlüsse gezogen werden.

Die Tr-Gesteine nehmen vom unteren Chatt (10 %) bis zum unteren Aquitan (29 %) stets zu, dann mit Einsetzen der Gneis- und starken Flyschschüttung abnehmend

auf rund 10 % und schließlich im Torton auf 4 %. Den Hauptteil der Tr-Gesteine nehmen die Dolomite ein mit einem Maximum von 22 % im unteren Aquitan bei 6 % Tr-Kalken und 1,1 % Buntsandstein. Während der Abnahme der Tr-Gesteine bis zum Torton verändert sich das Verhältnis Trias-Kalke zu Tr-Dolomiten etwas zugunsten der Tr-Kalke, so daß im Helvet und Torton die 4—5 % Tr-Gerölle sich ungefähr je zur Hälfte aus Tr-Kalken und Tr-Dolomiten zusammensetzen.

Gneis tritt untergeordnet schon im Rupel auf. Im Chatt kommen selten kleine Schüppchen des roten Stengelgneises vor, die im Aquitan an Zahl wie an Korngröße zunehmen. Schließlich tritt plötzlich der helle Granitgneis mit 2—4 % auf, der bis in das Torton hinein geschüttet wird und in den beiden obersten Proben auf 12 % zunimmt. Er war im unteren Aquitan mit nur 0,01 % vorhanden.

Der Quarz fehlt nie ganz. Die Zahlen liegen immer unter einem Prozent. Ihr Verlauf zeigt eine gewisse Parallelität zum Gneis.

Schwarzer Dolomit kommt selten vor (auf 300 Gerölle einer). Zwar kommen dunkle Dolomitvarietäten vor, jedoch sind sie meist dunkelbraun oder dunkelgrau oder riechen beim Anschlagen deutlich nach Bitumen. Eigenschaften die der typische schwarze Dolomit, wie er im Nesselburgfächer auftritt, nicht besitzt.

Der Anteil der schwarzen, kieseligen Kalke liegt zwischen 2—6 %. Aus den Veränderungen der Prozentzahlen in den einzelnen Stufen sollen hier keine Schlüsse gezogen werden, da aus den verschiedensten Formationen schwarze Kalke bekannt sind und bei den ersten bearbeiteten Proben die Abgrenzung nicht völlig klar war, so daß sichere Trias- und Ju-Kalke in diese Gruppe gestellt wurden. Ihre wirkliche Herkunft ist auch jetzt noch problematisch. Es kommen Trias, Jura oder Flysch in Frage. Es spricht gegen die Herkunft der schwarzen, kieseligen Kalke aus dem Flysch, daß sie im Chatt des Nesselburgfächers, in dem der Flysch nur 1 % ausmacht, immer noch mit einer Häufigkeit von 3 % auftreten. Im Aquitan und Burdigal scheinen sie am reichlichsten vorhanden zu sein.

Die Oberkreide ist sicher bestimmbar nur durch Cenoman-Konglomerate und -Brekzien vertreten, die ungefähr $\frac{1}{2}$ % der Gerölle ausmachen.

Helvetikum wurde sicher nur als Eozän nachgewiesen. Daneben kommen vom Aquitan an helvetikumverdächtige Grünsandsteine vor, die zum Torton leicht zunehmen, jedoch in der Korngröße 3—5 cm immer unter 0,5 % bleiben. Über das praktisch völlige Fehlen des Schrattenkalkes gibt es kaum einen Zweifel, während man das Fehlen des Seewer Kalkes auf Verwechslung mit Aptychenkalk, die bei der Auszählung von Geröllen leicht vorkommen könnte, zurückführen kann. Allerdings haben ungefähr 10 Dünnschliffe zweifelhafter Gerölle nur Aptychenkalk ergeben.

In den mittleren und oberen aquitanen Schichten treten felsitische Quarzporphyre und Quarzporphyrite auf (ungefähr 0,2 %), die auch sonst nie ganz fehlen, aber wesentlich seltener sind.

Aus diesem Entwicklungsablauf des Hochgratfächers kommt als markanter Sprung die Grenze zwischen den unteren und oberen Kojenschichten heraus, wie es auch die graphische Darstellung (Abb. 4) zeigt. Die Wichtigkeit dieses Schnittes wird durch einen gleichartigen innerhalb des Nesselburgfächers unterstrichen, wenn hier der Zeitpunkt auch etwas früher zu liegen scheint.

Dieser Sprung in der Kurve der zeitlichen Entwicklung der Gerölle ist auf alle Fälle ein sicherer Nachweis einer gleichzeitigen stärkeren morphologischen Exponierung des Flysches. D. h., der nördlich der Kalkalpen zutage tretende Flyschstreifen muß

breiter geworden oder beträchtlich in die Höhe gestiegen sein. Zur Erklärung des ersteren müßte man annehmen, auf dem Flysch lagernde Schichten (z. B. kalkalpine Schichtkomplexe oder Schutt) seien abgetragen worden, so daß jetzt der Flysch in größerem Maße der Abtragung zugänglich wurde. Das ist jedoch sehr unwahrscheinlich, da das Einsetzen der flyschreichen Fazies zu plötzlich erfolgt und die Flyschzunahme bis in das Helvet und Torton weitergeht, was dazu führt, daß z. B. sowohl im Gebiet des Nesselburg- wie des Pfänderfächers im Helvet und Torton nur sehr wenig Gerölle noch aus dem kalk-alpinen Bereich geschüttet werden, sondern ganz überwiegend Flysch. Es bleibt nur die tektonische Emporpressung des Flysches übrig, die wahrscheinlich nicht nur zu einer stärkeren morphologischen Exponierung im vertikalen, sondern auch im horizontalen Sinne führte, da ja dadurch die den Flysch im Süden teilweise bedeckenden kalkalpinen Gesteinskomplexe und die ihn im Norden randlich bedeckende Molasse stärker abgetragen wurden. Gerade für letzteres sind Anzeichen vorhanden. Theoretisch ist auch eine Überschiebung auf Teile des Helvetikums und der Molasse denkbar.

Der kalkalpine Bereich bleibt bei dieser Hebung zurück. Da mit dem Flysch gemeinsam die Gneise sehr stark zunehmen, kann man eine regionale Bindung der letzteren an den Flysch vermuten.

2.3 Die Verteilung der Gesteinstypen auf die Korngrößen

Diese Verteilung auf die Korngrößen wurde bisher kaum berücksichtigt, woraus sich eine ganze Reihe von Fehldeutungen erklären.

Der Flysch verhält sich in allen Proben gleich: In den kleinen Korngrößen ist sein Anteil gering, steigt jedoch zu den großen Korngrößen sehr rasch an. Für das

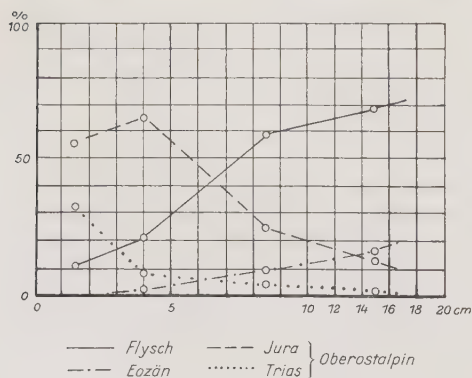


Abb. 5. Die Verteilung der Gesteinstypen auf die Korngrößen in der Probe Siplinger 6 (Steigbachschichten des Hochgratfächers). Die Werte wurden jeweils in die Mitte der bearbeiteten Siebintervalle eingezeichnet.

Chatt und das untere Aquitan können wir die Probe Siplinger 6 (Abb. 5) als repräsentativ ansehen. Der Flysch nimmt von 10 % bei 1—2 cm über 21 % bei 3—5 cm und 59 % bei 7—10 cm auf 68 % bei 12—20 cm zu. Parallel zu seiner Kurve läuft die Kurve der Eozängerölle, die von 2 % bei 3—5 cm auf 17 % bei 12—20 cm ansteigt. Da die Gesteinstypen beider Gruppen in ihrer Widerstandsfähigkeit gegen die Abrollung voneinander und von den übrigen Gerölltypen nicht wesentlich ab-

weichen, bedeutet das, die Abtragungsgebiete beider Geröllgruppen haben dem Ablagerungsgebiet nähergelegen als die Abtragungsgebiete der anderen Geröllgruppen.

Die Kurven der beiden anderen Gruppen haben den entgegengesetzten Verlauf. Sowohl die Ju-Gesteine wie die Tr-Gesteine nehmen mit zunehmender Korngröße ab. An dem Kurvenverlauf wird deutlich, daß sie dem Flysch gegenüber eine Einheit bilden, denn Änderungen im Kurvenverlauf einer Gesteinsgruppe bedingen eine spiegelbildlich symmetrische Kurvenveränderung der anderen Gruppe. So steigt die Kurve der Tr-Gesteine von 20 cm bis zur Korngröße 3—5 cm nur sehr langsam, von der Korngröße 3—5 cm bis zu der von 1—2 cm jedoch recht schnell an. Diese Erscheinung ist durch einen schnellen Anstieg der Tr-Dolomite (im wesentlichen Haupt-

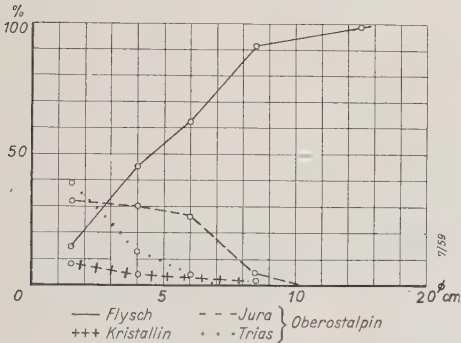


Abb. 6. Die Verteilung der Gesteinstypen auf die Korngrößen in der Probe Rottachberg 2 (obere Kojenschichten des Hochgratfächers).

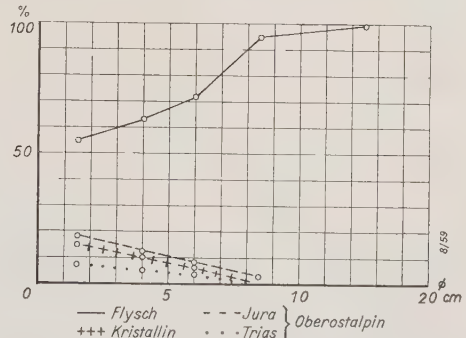


Abb. 7. Die Probe Maria Berg (OSM, Torton, des Hochgratfächers).

dolomit) bedingt. Auf diese Erscheinung reagiert die Flyschkurve überhaupt nicht, während der Anstieg des Ju-Geröllanteiles meist deutlich verlangsamt wird bzw. in vielen Fällen sogar ein leichter Anfall eintritt.

Die kalkalpinen Gerölle haben jedenfalls einen größeren Weg zurückgelegt als der Flysch, eine auch ohne Schotteranalyse vorauszusetzende Tatsache. Interessant ist jedoch, daß das Eozän sich regional enger an den Flysch anschließt, obwohl es vorwiegend zum Oberostalpin gestellt wird.

Von den Kojenschichten bis in das Torton enthalten alle Proben des Hochgratfächers auch Kristallin, dessen Kurvenverlauf ähnlich dem der kalkalpinen Gesteine ist. Der Gehalt an kristallinen Geröllen steigt zu den kleinen Geröllgrößen an, so z. B. in der Probe Maria Berg von 1 % in der Korngröße 7—10 cm auf 11 % bei 3—5 cm und schließlich auf 17 % bei 1—2 cm. Es ist allerdings nicht ganz einfach, daraus Schlüsse zu ziehen, da man dazu erst Klarheit über die Widerstandsfähigkeit des Gneises gegenüber der Abrollung haben muß. In der Nagelfluh selbst machen die Gneise einen sehr zersetzten Eindruck.

Diese Zersetzung scheint schon vor der tektonischen Beanspruchung der gefalteten Molasse stattgefunden zu haben, da gelegentlich Gneisgerölle auftreten, die wie von den anderen Geröllen zerquetscht erscheinen, während an den Kalkgeröllen höchstens Gerölleindrücke und an spröderem Material (Radiolarit und Buntsandstein) Brüche auftreten.

Einen Überblick über das Ausmaß der Abnutzung von Gneisen und Kalken enthalten die Tabellen 1 und 2, deren im Laboratorium gewonnene Zahlenwerte wir aber

nicht überschätzen dürfen, da sie nur für gesunde Gesteine gelten. In der Subalpinen Molasse müssen wir mit einem ziemlich warm humiden Klima rechnen, so daß auch die Lösung des Kalkes durch humussaurer Wässer eine Rolle spielt. Diese Faktoren lassen sich im Augenblick kaum in ihrer vollen Wirkung gegeneinander abwägen. Von der Korngrößenverteilung her können wir deshalb nur sagen, der Gneis kann nicht aus einer im N des Flyschgebietes auftretenden Schwelle stammen. Es bleiben nur die Grenzzone Flysch-Kalkalpen oder die Kalkalpen und deren Hinterland übrig.

Von diesen beiden Möglichkeiten ist die erste nun die wahrscheinlichere, da wir ja aus dem Zeit/Prozentgehaltsdiagramm (Abb. 4) ersehen, daß der Gneis zusammen-

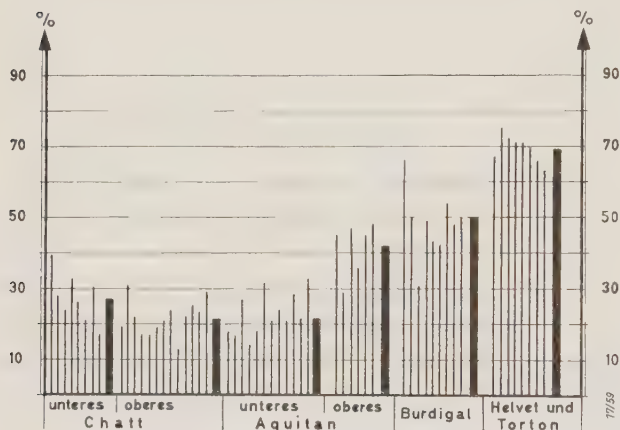


Abb. 8. Die Streuung der Flyschanteile der einzelnen Proben im Hochgratfächer (Korngröße 3—5 cm).

Die starken Säulen stellen die Mittelwerte der einzelnen Stufen dar.

mit der im Aquitan plötzlich einsetzenden Vermehrung des Fysches beginnt. Wir sahen, diese Vermehrung war nur auf eine tektonische Heraushebung des Flysches zurückzuführen, hinter der das Kalkalpin zurückblieb. Der Gneis kann also kaum im Bereich der kalkalpinen Gesteine angestanden haben, da er einsetzt, gerade als die alpinen Gesteine rapide abnehmen. Es sei denn, man nimmt an, der Gneis sei durch kalkalpine Gesteine verdeckt gewesen und zufällig genau zu dem Zeitpunkt durch Erosion bloßgelegt worden, als die Heraushebung des Flysches begann. Das ist jedoch unwahrscheinlich, schon deshalb, da der Gneis zwar nur auf 3—4 %, aber doch sprunghaft ansteigt, genau wie der Flysch.

2.4 Der Sedimentationsrhythmus

Die Ablagerungen des Hochgratfächers bestehen, wie schon bei der allgemeinen Beschreibung des Hochgratfächers bemerkt, im wesentlichen aus einer Wechsellagerung von Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluhen. Die Mächtigkeit der Nagelbänke kann zwar im Hochgratfächer bis zu 50 m erreichen, hält sich aber im allgemeinen zwischen 3—20 m. Nach unten kann man allerdings der Mächtigkeit kaum eine Grenze setzen, da sich Übergänge bis zu nur wenige Zentimeter mächtigen Gerölleinstreuungen finden.

Es gibt nun gewisse Zusammenhänge zwischen der Mächtigkeit der Nagelfluhbänke, ihrer Anzahl, ihrer Korngröße, ihrer Färbung und ihrer regionalen Lage im Hochgratfächer sowie ihrer Lage im stratigraphischen Profil. Auf diese Zusammen-

hänge wurde schon bei der allgemeinen Beschreibung des Hochgratfächers hingewiesen. Sie seien noch einmal kurz zusammengefaßt wiedergegeben:

Jeder stratigraphische Horizont ist in seinem südlichsten Vorkommen am größten ausgebildet.

Die Korngröße nimmt nach N zu sehr rasch ab, während sie sich in E—W-Richtung nicht wesentlich ändert.

So erreicht das obere Chatt am Siplinger eine Korngröße bis 40 cm, am Vorderen Prodel noch bis 15 cm, an der Salmaser Höhe jedoch liegt das Chatt nur noch in Sandsteinen und Mergeln vor (abgesehen von einer geringmächtigen Gerölleinstreuung). Das entspricht einer Entfernung (vor der Faltung) von ungefähr 15 km. In E—W-Richtung gesehen, entspricht die Korngröße der Nagelfluhen am E-Rand des Fächers ungefähr der am 35 km entfernten W-Rand. Sie ist in der Mitte des Fächers etwas größer als an den Rändern.

In der Regel wächst die Mächtigkeit der Nagelfluhbänke mit der Korngröße ihrer Gerölle.

Die größten Nagelfluhen eines Fächers sind am intensivsten rot gefärbt.

Die Anzahl der Nagelfluhbänke ist im Süden und, in E—W-Richtung gesehen, im Zentrum des Fächers am größten.

Eine Zunahme der Anzahl und Mächtigkeit der Nagelfluhbänke findet auf Kosten der Mächtigkeit der Mergel- und Sandsteinbänke statt.

Die Gesamtmächtigkeit einer Stufe der Subalpinen Molasse bleibt dabei annähernd konstant. So beträgt die Mächtigkeit des Chatt am Hochgrat wie an der Bregenzer Ach etwas über 2000 m, trotzdem es am Hochgrat rund 50, an der Bregenzer Ach nur noch 3 Nagelfluhbänke enthält.

In den Nagelfluhen enthaltenden Vertikalprofilen des Fächers steigt jeweils die Korngröße und Anzahl der Nagelfluhbänke und die Intensität ihrer Rotfärbung nach oben hin an.

Der Abrollungsgrad der Gerölle ist — wenn gleiche Gesteinstypen und gleiche Korngrößen miteinander verglichen werden — im ganzen Fächer annähernd derselbe.

Nun gibt es in der vertikalen Anordnung der Nagelfluh-, Mergel- und Sandsteinbänke noch eine Regel, die zuerst von E. KRAUS (1923) beschrieben wurde. Er stellte fest, diese Bänke folgen nicht willkürlich aufeinander, sondern meist in einem bestimmten Rhythmus in der Form 1—2—3—1—2—3 usw. Dabei bedeuten 1 = Nagelfluh, 2 = Sandstein- und 3 = Mergelbänke. Man kann diese Art der Wechsellagerung auch als unsymmetrische Repetitionsschichtung bezeichnen. Sie ist im Hochgratfächer die Regel und kommt im Helvet und Torton des Pfänderfächers fast ausschließlich vor.

Die Unterseiten der Nagelfluhbänke sind stark gefurcht, und zwar stellen, wie die Beobachtung der Schichtung der liegenden Mergel zeigt, diese Furchen (s. Taf. 2, Fig. 2) Erosionsrinnen dar, in denen Teile der liegenden Mergel entfernt und durch Konglomerat ersetzt wurden.

Die Nagelfluhbänke setzen sofort mit grobem Geröll ein. In den oberen Teilen einer Nagelfluhbank nimmt die Korngröße wieder ab, und die Grenze der Nagelfluhbank zur hangenden Sandsteinbank und ebenso die Grenze der Sandsteinbank zur hangenden Mergelbank sind immer vollkommen eben. Wenn gelegentlich auch im Liegenden einer Nagelfluhbank Sandstein auftritt, so ist er geringer mächtig als der

im Hangenden auftretende. Der Anteil der Sandsteine an der Gesamtmächtigkeit der Molasse in den Profilen mit Nagelfluhen ist auffallend gering gegenüber der Mächtigkeit der extremen Korngrößen, also der Mergel und Konglomerate. So stehen in dem von E. KRAUS (1929, S. 30 f.) aufgenommenen Profil des Steigbaches südlich Immenstadt je 47 % Mergel und Konglomerate nur 6 % Sandsteinen gegenüber.

Diese Art der Wechsellagerung erscheint merkwürdig. Denn die Schwankungen in der Korngröße des transportierten Materials zeigen ja ein Schwanken der Transportkraft des Wassers an. Wenn diese Transportkraft nun langsam abnimmt, wie die Folge Konglomerat—Sandstein—Mergel zeigt, möchte man annehmen, sie nähme auch ebenso langsam wieder zu. Dann würde man aber eine symmetrische Repetitionsschichtung erwarten, also 1—2—3—2—1—2—3—2 usw.

So hat E. KRAUS (1923) die Anschauung begründet, das plötzliche Einsetzen grober Nagelfluh über Mergeln sei auf ruckartige Senkung des Beckens zurückzuführen. M. RICHTER schloß sich 1926 im Prinzip dieser Meinung an, hielt es jedoch für besser, die Ursache als ruckartige Hebung des Abtragungsgebietes zu formulieren. Die ruckartigen Bewegungen wurden aus stetig sich ansammelnden und allmählich verstärkenden gebirgsbildenden Spannungen hergeleitet, die die Reibungswiderstände der Gesteinsschichten periodisch plötzlich überwunden haben sollen. Da auf diese Weise aber noch nicht der große Gegensatz in der Korngröße zwischen Mergel und Nagelfluh und das so plötzliche Einsetzen der Nagelfluh ohne sandige Vorläufer erklärt werden kann, verwendet E. KRAUS (1923, S. 14) noch weitere Hilfsvorstellungen.

Um eine Repetitionsschichtung mit einem scharfen Faziesprung von Mergeln zu grober Nagelfluh zu erklären, ist es jedoch unnötig, anzunehmen, die Fließgeschwindigkeit des Wassers sei plötzlich stark angeschwollen. Jedes gleichmäßige An- und Abschwollen dieser Geschwindigkeit kann zu einer unsymmetrischen Repetitionsschichtung führen!

Wir halten bei den folgenden Überlegungen einen bestimmten Ort im Ablagerungsgebiet im Auge: Während der Mergelablagerung ist die Geschwindigkeit des Wassers am geringsten, nimmt sie jetzt langsam zu, so gelangt zwar an diesen Ort Sand und schließlich Schotter; solange die Geschwindigkeit des Wassers zunimmt, wird das Material aber niemals abgelagert, sondern immer wieder aufgenommen, weiter nach draußen transportiert und durch gröberes Material ersetzt. Eventuell werden sogar, bis die Fließgeschwindigkeit des Wassers ihr Maximum erreicht, Teile der liegenden Schichten abgetragen. Erst wenn die Transportkraft des Wassers wieder nachläßt, findet Ablagerung statt, da sie nicht mehr ausreicht, die vorher noch bei größerer Transportkraft herangeführten Gerölle weiter zu transportieren.

Diese Zusammenhänge können wir auch noch anders formulieren (s. Abb. 9). Es genügt für unsere Zwecke, nur die Fließgeschwindigkeit des Wassers zu betrachten, da die Transportkraft einer bestimmten Wassermenge praktisch nur von dieser abhängt. Der Einfluß der Dichte, der Viskosität und der diese beiden beeinflussenden Temperatur des Wassers kann hier vollkommen vernachlässigt werden.

Die Zu- und Abnahme einer Geschwindigkeit entspricht aber einer positiven und negativen Beschleunigung, d. h. der ersten Ableitung der Geschwindigkeit. Stellt man die Schwankungen der Fließgeschwindigkeit des Wassers als Sinuskurve dar (Abszisse = Zeit = t , Ordinate = Fließgeschwindigkeit = v), und teilt man den Ordinatenbereich (hier schematisch) in drei gleiche Teile, so wird, wenn sich die Kurve im untersten Teil befindet, nur Schlamm (Schweb, Sink und Schluff), im mittleren Teil

auch Sand und — wenn sie sich in den obersten Teilen befindet — auch Schotter transportiert. Die Sinuskurve ist in der Form

$$v = f(t) = \sin t + 1$$

dargestellt. Das Glied $+ 1$ wurde zugesetzt, um die Transportkraft immer positiv zu halten. Die Säule 1 zeigt die größte Korngröße an, die zu einer bestimmten Zeit noch transportiert wird. Ob dieses Material jedoch abgelagert oder weiter transportiert wird, das zeigt die Säule 2 bzw. die Kurve v' , die Steigung von v , an.

$$v' = f'(t) = \frac{dv}{dt} = \cos t$$

Ist v' nämlich positiv, d. h. ist die Fließgeschwindigkeit des Wassers im Anstieg begriffen, wird das Material weiter transportiert, da ja zur Zeit $t = \Delta t$ die Fließgeschwindigkeit des Wassers auf $v + \Delta v$ gestiegen ist, also noch etwas gröberes Material vom Durchmesser $D + \Delta D$ transportiert werden kann als zur Zeit t . Erst wenn v das Maximum überschritten hat und im Abnehmen begriffen ist, v' also negativ geworden ist, findet Sedimentation statt. Das ist in Säule 2 angezeigt. Aus Säule 1 und 2 ergibt sich Säule 3, die genau der Sachlage in der Molasse entspricht. Die Sedimentation setzt jeweils nach einer Pause — in der evtl. sogar Erosion stattfand — mit groben Schottern ein und klingt mit Sandsteinen und Mergeln aus.

Theoretisch müßte nun beim Anschwellen der Transportkraft des Wassers das gesamte, beim vorhergehenden Nachlassen der Transportkraft abgelagerte Material

Abb. 9. Die Entstehung des unsymmetrischen Sedimentations-Rhythmus.

$t = \text{Zeit}$,

$v = \text{Fließgeschwindigkeit des Wassers}$.

Die Schwankungen von v sind als Funktion von t dargestellt.

$$v = f(t) = \sin t + 1$$

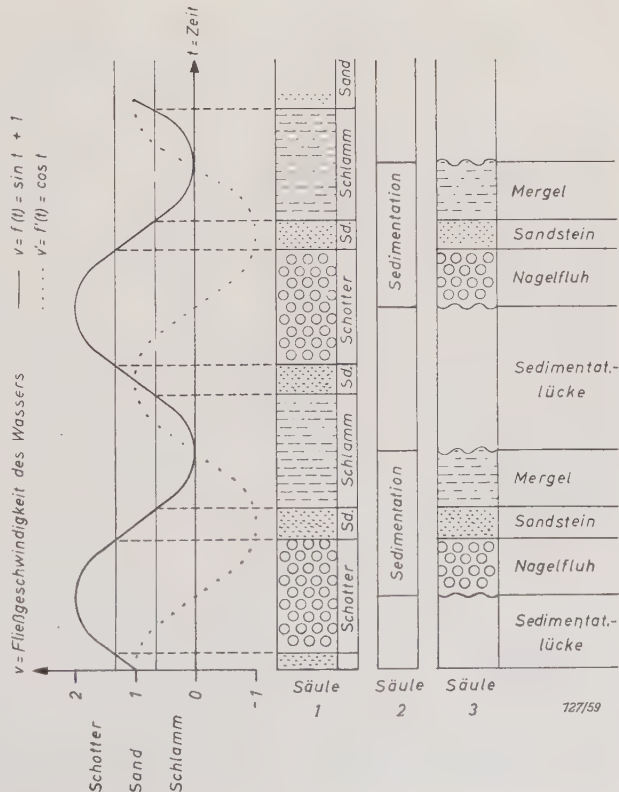
v ist proportional der Korngröße des Materials, die noch transportiert werden kann (Säule 1). Sedimentiert werden kann dieses Material nur bei abnehmender Fließgeschwindigkeit, d. h. wenn

$$v' = f'(t) = \frac{dv}{dt} = \cos t$$

negativ ist.

Ist v' positiv, nimmt die Fließgeschwindigkeit also zu, wird das Material weitertransportiert (Säule 2).

Das Ergebnis ist trotz gleichmäßigen Schwankens der Fließgeschwindigkeit eine unsymmetrische Repetitionsschichtung (Säule 3).



wieder aufgenommen und weitertransportiert werden. Das ist auch meist der Fall — und ist der Grund, warum so wenig terrestrische Sedimente erhalten sind —, wenn nicht ein weiterer Vorgang dieses Gleichgewicht stört. Senkt sich nämlich der Ablagerungsraum, dann bleibt eine dem Senkungsbetrag annähernd entsprechende Sedimentmächtigkeit vor der Abtragung geschützt. Ja, wenn die raumschaffende Trog-senkung äußerst schnell vor sich geht, so daß sie durch die raumfüllende Sedimentation während der Abnahme der Transportkraft des Wassers nicht kompensiert werden kann, wird auch ein Teil des während der Zunahme der Transportkraft des Wassers über einen bestimmten Punkt des Senkungsbereiches hinwegtransportierten Materials liegen bleiben. Wir erhalten dann eine symmetrische Repetitionsschichtung.

Damit haben wir eine Beziehung gewonnen zwischen der Symmetrie der Repetitionsschichtung und dem Verhältnis der Masse des antransportierten Sedimentes zur Senkung des Ablagerungsgebietes. Tritt an einem bestimmten Punkt eine unsymmetrische Repetitionsschichtung auf (grob—mittel—fein—grob—mittel—fein—grob usw.), so war die Menge des über diesen Punkt hinwegtransportierten Materiales sehr groß im Verhältnis zur Absenkung. Tritt jedoch eine symmetrische Repetitionsschichtung auf (grob—mittel—fein—mittel—grob usw.), so entsprach das Volumen der gelieferten Sedimente annähernd dem durch Senkung geschaffenen Raum oder war geringer.

Unsymmetrische Repetitionsschichtung: geringe Senkung
oder (und) sehr große Sedimentlieferung. Das Volumen der gelieferten Sedimente übertrifft den durch Senkung geschaffenen Raum beträchtlich.

Symmetrische Repetitionsschichtung: starke Senkung
oder (und) geringe Sedimentlieferung. Das Sedimentvolumen ist gleich dem Senkungsraum oder geringer.

Anders betrachtet, sind die eben dargestellten Verhältnisse selbstverständlicher. Wir hatten festgestellt, die unsymmetrische Repetitionsschichtung entstehe durch teilweise Wiederaufarbeitung früher abgelagerten Materiales, verbunden mit einer Sedimentationspause. Wenn nur wenig Material angeliefert wird und die Senkung recht kräftig ist, braucht kein Material wieder aufgearbeitet zu werden, außerdem wird die Sedimentation nicht wesentlich unterbrochen. Es entsteht also eine symmetrische Repetitionsschichtung.

Das Verhältnis des Senkungsbetrages zur Menge des angelieferten Sedimentes ist für die einzelnen Punkte in einem Sedimentationstrog verschieden: Liegt der betrachtete Punkt am Rande eines Troges, so ist hier die Senkung geringer und die Sedimentanlieferung sehr stark, da ja über diesen Punkt auch das erst im Inneren des Beckens zur endgültigen Ablagerung kommende Material hinwegtransportiert wird und zeitweilig dort lagert. Es wird die Bildung einer unsymmetrischen Repetitionsschichtung begünstigt. Das ist der Zustand, wie wir ihn in der Subalpinen Molasse im allgemeinen vorfinden.

Im Innern des Troges jedoch ist der Senkungsbetrag meist höher bei geringeren ankommenden Sedimentmengen (da ja schon ein Teil des Materials randlich abgelagert wurde). Hier wird eine symmetrische Repetitionsschichtung begünstigt.

Damit haben wir zwar die Entstehung der Unsymmetrie in der Wechsellagerung der Sedimente klären können, aber noch nicht die Ursachen des Sedimentationsrhythmus an sich, d. h., wir wissen noch nicht, warum die Transportkraft des Wassers an einem Punkte stetig an- und abschwilt. Es sind drei Ursachen dieser Erscheinung denkbar: tektonische Bewegungen, Klimaschwankungen oder aber paläogeographische

Ursachen, z. B. das Pendel einer Flußmündung an einem Seebecken, wodurch für einen bestimmten Punkt am Rande des Beckens die Transportkraft des Wassers steigt oder fällt, je nachdem, ob die Flußmündung sich diesem Punkte nähert oder sich von ihm entfernt.

Wir wollen kurz die Unwahrscheinlichkeit der ersten beiden Möglichkeiten darlegen. Auf die letzte Erklärung — die sich als die richtige herausstellen wird — können wir erst nach Klärung der Paläogeographie eingehen.

Wenn wir uns in der Tabelle 3 die Anzahl der Nagelfluhen in den einzelnen Fächern und Stufen ansehen, so bemerken wir, daß jeder Fächer seine eigene Anzahl von Nagelfluhen besitzt, die in voller Zahl nur in seinem Zentrum entwickelt sind. Jeweils bis an den Rand des Fächers nimmt, sowohl nach E wie nach W, die Zahl der Nagelfluhen bis auf Null ab. Wäre die Bildung dieser Nagelfluhen nun auf beschleunigte Hebungen des Gebirges — bzw. beschleunigte Absenkung des Molasse-trog — zurückzuführen, so müßte jeder Fächer wenigstens annähernd die gleiche Anzahl von Nagelfluhbänken aufweisen wie der andere und nicht das Chatt des Hochgratfächers bis zu 50, des Pfänderfächers jedoch nur 7 und des Nesselburgfächers 25 Nagelfluhen.

Außerdem müßten die Hebungen des Abtragungsgebietes, die die einzelnen Nagelfluhbänke erzeugt haben sollen, jeweils recht beträchtlich gewesen sein, da sie ja hätten ausreichen müssen, an einem Punkt, an dem bisher Schlamm abgelagert wurde, Korngrößen bis zu 40 cm Durchmesser erscheinen zu lassen.

Ist die Tektonik als direkte Ursache des Sedimentationsrhythmus kaum denkbar (wenn sie auch die Ursache der Sedimentation selbst ist), so können Klimaschwankungen unmöglich dessen Ursache sein. Sie wirken noch großräumiger als die Tektonik, und es ist nicht zu erklären, warum sich in jedem Fächer vollkommen andere Zahlen von Klimaschwankungen manifestiert haben sollen. Ganz abgesehen davon, daß nur der — aber natürlich nicht in Frage kommende — Jahresrhythmus in der Lage wäre, derart große Unterschiede in der Transportkraft des Wassers zu erklären, wie sie nötig wären, um eine häufig wechselnde Sedimentation von Mergeln und Nagelfluhen hervorzurufen.

An dieser Stelle soll noch kurz auf das sogenannte „graded bedding“ eingegangen werden (PH. H. KUENEN 1953). Als „graded bedding“ wird eine Schichtungsart in marinen Sedimenten bezeichnet, die vor allem auch in den rezenten Tiefseesedimenten landferner Ozeanteile immer wieder gefunden wird (ERICSON, EWING & HEEZEN 1952). Sie entspricht unserer oben beschriebenen unsymmetrischen Repetitionsschichtung in ihrem Aufbau, doch reicht die Korngröße meist nur bis $1\frac{1}{2}$ cm.

Zur Erklärung dieser Erscheinung zieht man „turbidity currents“ („Suspensionsströme“) heran (KUENEN & MIGLIORINI 1950). Durch plötzlich einsetzende Vorgänge, z. B. Vulkanausbrüche und Erdbeben, sollen starke Suspensionen im Ozean entstanden sein, die infolge ihrer höheren Dichte den tieferen Meeresteilen zustrebten. Aus diesen Suspensionen soll jeweils zuerst das gröbste Material und dann allmählich immer feineres sedimentiert worden sein.

Da am Boden der heutigen Meere und Ozeane stetige Strömungen nach dem Beckentiefsten zu nachgewiesen sind (ERICSON, EWING & HEEZEN 1952), wäre zu überlegen, ob dieses „graded bedding“ nicht auf ein allmähliches An- und Abswellen dieser Grundströmungen zurückgeführt werden könnte. Die bisherigen Messungen der Geschwindigkeit dieser Strömungen ergaben allerdings noch keine Werte, die ausgereicht hätten für die Verfrachtung von Feinkies, wie es ja der Fall sein müßte.

2.5 Die Entstehung des Hochgratfächers

Da sich gerade im Bereich des Hochgratfächers zwei hier erarbeitete Anschauungen über die Entstehung der USM gegenüberstehen und unser bisher dargestelltes Material zur Klärung auftretender Probleme genügt, sei schon jetzt darauf eingegangen.

THOMAS schrieb 1926 (S. 447): „Die Geröllbänke in der Molasse sind als Delta-bildungen von wahrscheinlich kurzläufigen Flüssen aufzufassen, die sich mit ziemlich heftiger Strömung aus einem Gebirgslande ins Meer bzw. in Süßwasserseen ergossen.“

M. RICHTER äußerte sich im gleichen Jahr im selben Sinn und auch MUHEIM (1934) geht von den gleichen Vorstellungen aus, ist jedoch der Meinung, das Molassebecken sei auch zur Zeit der USM marin gewesen, was M. RICHTER schon 1932, S. 429 behauptete.

Während THOMAS die Schüttung der USM für fluviatil-limnisch hält und annimmt, der Schuttfächer sei als solcher abgelagert und dann gefaltet worden, vertritt E. KRAUS die Meinung, diese Ablagerungen seien fluviatil-terrestrisch und verknüpft die Entstehung der Molasseablagerungen mit der Tektonik. Die heutigen Mulden seien während ihrer Bildung mit Sediment gefüllt worden, zuerst der südliche Muldenstreifen zwischen zwei Verwerfungen abgesunken und dann immer der jeweils nördlichere. Zwar sei der Schuttfächer, im großen gesehen, von S nach N weitergebaut worden, im einzelnen jedoch seien die Mulden jeweils durch einen ihrer Längserstreckung folgenden Flußlauf (WSW–ENE) gefüllt worden, der nach ihrer Füllung in die nächst nördlichere übergetreten sei und diese gefüllt haben. Dabei soll fast die ganze Muldenform durch Absenkung und durch emporschleppendes, gleichzeitiges Zurückbleiben der im Norden und Süden benachbarten Schollen synsedimentär entstanden sein. Außerdem soll jede Mulde faziell und zeitlich ihre eigene Stratigraphie haben (E. KRAUS 1951 a, S. 218, 221; 1951 b).

Diese Vorstellungen sind jedoch mit den Tatsachen nicht vereinbar. Hat doch die südlichste Mulde, die Steinebergmulde, nur eine Breite von 6 km (geglättet), enthält aber rund 2500 m Molassesedimente des Rupel und Chatt, und das sowohl auf beiden Muldenflügeln als auch in der Gegend der Muldenachse. Bei den anderen Mulden ist nur noch der N-Flügel der Mulden vollständig erschlossen, während der S-Flügel meist tektonisch weitgehend unterdrückt ist. Die N-Flügel der Mulden zeigen jedoch keinerlei Anzeichen von Auskeilen der Schichten, sondern enthalten die volle Mächtigkeit mit einem von unten bis oben annähernd konstanten Einfallen der Schichten.

Die Konglomerate treten bis in die äußersten Teile der vorhandenen Muldenflügel auf, z. B. im Siplinger (S-Flügel) und Hochgrat (N-Flügel der Steinebergmulde) mit über 50 Nagelfluhbänken und zum Teil über 30 cm Korngröße. Hätten die Mulden „fast ihre ganze Muldenformung“ synsedimentär erhalten in der Art, wie es die Abbildung 6, Seite 221 bei E. KRAUS (1951 a) zeigt und wären sie zugleich „orographische Reliefsenken“ gewesen, wäre eine derartige heute vorhandene Sachlage nicht denkbar. Die Schotter dürften nur im Zentrum der Mulde vorhanden sein, sonst wären sie ja dieser Anschauung nach bergauf abgelagert worden mit starkem primärem Einfallen.

Die einzelnen Mulden können unmöglich durch in ihrer Längsrichtung laufende Flüsse gefüllt worden sein. Denn wie wir oben feststellten, nimmt die Korngröße der Gerölle weitaus am schnellsten nach N ab; etwas zwar auch von der Mitte eines

Fächers zu seinen E- und W-Rändern, aber eben zu beiden Rändern hin gleichmäßig, was auch für die Menge der abgelagerten Schotter gilt (s. Tab. 3). Da zweifellos der Fluß an der Stelle in die sich bildende Mulde eingetreten sein müßte, wo der Schotter am größten und reichlichsten vorhanden ist, d. h. in der Mitte des Fächers, müßte er dann sowohl in E- wie in W-Richtung abgeflossen sein.

Die dachziegelartige Lagerung weist ebenfalls nach S (s. auch F. MÜLLER 1930 und hier Taf. 1, Fig. 1). Auch bleiben wir immer in der gleichen Geröllfazies, wenn wir uns im Hochgratfächer nach N bewegen, nach E und W dagegen treffen wir auf die andersartige Geröllfazies der Nachbarfächer.

Schließlich kann auch der Behauptung, jede Mulde habe faziell und zeitlich ihre eigene Stratigraphie, nicht zugestimmt werden. Dieser Irrtum geht darauf zurück, daß bei der Betrachtung der Nagelfluhgerölle die Korngröße nicht berücksichtigt wurde.

KRAUS spricht von einem Steigbach- und einem Hochgratfluß. Die Hochgratfazies unterscheide sich durch weitgehende Rotfärbung der Nagelfluh und stärkeren Gehalt an Flyschgeröll von der Steigbachfazies. Sehen wir uns jedoch die Profile (z. B. E. KRAUS 1951 b, Seite 128, Abbildung 40) an, bemerken wir: die beiden Faziesbezeichnungen meinen nur Korngrößenunterschiede innerhalb der gleichen Geröllfazies. Die Korngrößen 3—5 cm der in diesem Profil gelegenen Proben (Obere Lauchalpe, Lanzenbachmühle und Steibis bzw. Moosalpe) zeigen für die im Profil chattische Hochgratschichten, aquitane Hochgratschichten und oberchattische Steigbachschichten genannten Serien den gleichen Flyschgehalt von ungefähr 21 %. Allerdings enthalten die Nagelfluhen am Hochgrat gröbere Gerölle, da sie südlicher, also dem Ursprung näher liegen als die am Fuße des Vorderen Prodel zutagetretenden. Beides sind jedoch Steigbachschichten (jetzt im rein stratigraphischen Sinn = oberes Chatt) und beide gehören der Fazies des Hochgratfächers an.

Der in der vorliegenden Arbeit festgestellte Schnitt, an der der Flyschanteil innerhalb des Aquitans von 21 % auf 42 % zunimmt und der evtl. noch die namentliche Aufspaltung der Hochgratfazies rechtfertigen würde, kommt in dem genannten Profil nicht vor, da er stratigraphisch höher liegt.

Ebenso geht die Meinung von E. KRAUS (u. a. 1951 a, S. 224), im Altaquitans des Hochgratfächers sei in kleingerölligen Lagen ein Zufluß von Dolomiten aus dem östlich benachbarten Nesselburgfächer festzustellen, darauf zurück, daß die Korngrößenunterschiede nicht berücksichtigt wurden. Vergleicht man nämlich die Korngrößen miteinander, so enthält die Korngröße 7—10 cm im Durchschnitt der Proben der unteren Kojenschichten nur 3 % Dolomite, die Korngröße 3—5 cm 22 %, die Korngröße 1—2 cm jedoch schon 39 % Dolomite. (Die genaueste unteraquitane Probe Weißbach enthält 46 % Dolomite in der Korngröße 1—2 cm.) Das ist aber derselbe Dolomitgehalt wie in den obengenannten kleingerölligen Dolomitlagen in der Korngröße 1—2 cm. Der scheinbare Unterschied wird außerdem dadurch bekräftigt, daß die auffälligsten Gerölle der Nagelfluh die braunen Flyschgerölle sind. Diese nehmen ab von ungefähr 50 % bei 7—10 cm über 21 % bei 3—5 cm auf nur 8 % bei 1—2 cm. Sie treten also in einer Geröll-Lage unter 2 cm Korngröße für das Auge kaum mehr in Erscheinung.

Auch können wir nicht der Anschauung (E. KRAUS 1951 b, S. 249) folgen, die aquitane Nagelfluhfazies reiche nur bis zur Missen-Görrisrieder Störung, die die Haubenbergmulde nach S begrenzt, und setze weiter im N erst im Burdigal wieder ein. Die gleiche Fazies mit Granitgneis-Geröll und reichlichem Flyschgehalt (um 40 %), wie sie in den oberen Kojenschichten am Himmeleck, Gschwender Horn und Rottachberg

auftritt, kommt nördlich des Hauchenberges ebenfalls schon im oberen Aquitan vor, wie die Probe Ettensberg beweist, die sich nach dem Profil von KRAUS 1951 b (u. a.), F. MÜLLER 1930, Profil 4, und VOLLMAYR (mündliche Mitteilung) ungefähr 400 m unter

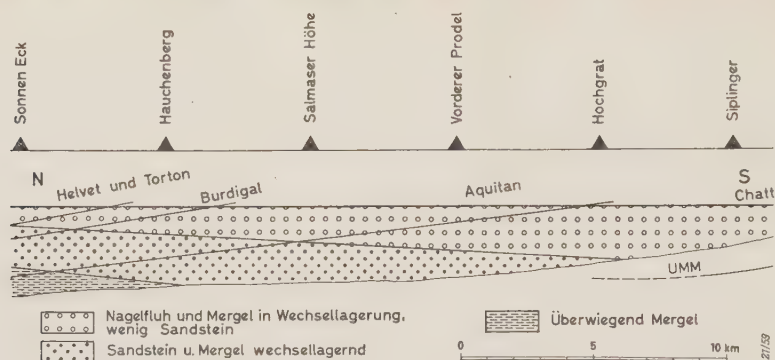


Abb. 10. Faziesprofil (N—S) durch das Zentrum des Hochgratfächers, zusammengesetzt aus den Teilprofilen der angegebenen Höhenzüge, vor der Faltung. Es zeigt die Ablagerung der Subalpinen Molasse in ein einheitliches Becken.

der Aquitan/Burdigalgrenze befindet. Dabei steht das Zählergebnis dieser Probe für noch weitere Geländebeobachtungen in der weiteren Umgebung von Ettensberg mit dem gleichen Ergebnis.

Wenn aber die Fazies der oberen Kojenschichten am Gschwender Horn und nördlich des Hauchenberges die gleiche ist, fällt der Grund fort, in der Zone der Missen—Görrisrieder Störung eine Schwelle während der Ablagerung der oberen Kojenschichten anzunehmen (E. KRAUS 1951 b, S. 250).

Die Darstellung der Faziesverteilung des Hochgratfächers in einem S—N-Profil ist in sich widerspruchsfrei, wenn wir annehmen, die Schichten seien erst nach der Ablagerung des Fächers gefaltet worden (s. Abb. 10). Dabei schneiden sich die Faziesgrenzen mit den Grenzen der Zeitstufen spießwinkelig, wie es bei einem sich nach N fortbauenden Fächer zu erwarten ist.

Dieses Profil zeigt uns auch noch, daß die Mächtigkeiten der einzelnen Zeitstufen praktisch in allen Mulden die gleichen sind und sich nach N zu nur wenig und sehr kontinuierlich ändern. So hat das Chatt in der Steinebergmulde die gleiche Mächtigkeit wie in der Hornmulde und auch in der Salmaser Mulde. Das Aquitan ist nördlich des Hauchenberges eventuell sogar mächtiger als in der Horn- und in der Salmaser Mulde, wo z. T. etwas abgetragen wurde. Wenn also nach E. KRAUS (1951 b, S. 249 f.) z. B. während des Aquitans die Hornschuppe abgesunken und mit Sediment gefüllt worden sein soll („Hochgratphase“), und erst danach im Burdigal sich die Hauchenbergmulde gesenkt und gefüllt haben soll („Hauchenbergphase“), fragt man sich doch, wie dann die 1500 m aquitanen und sicher 500 m (wahrscheinlich mehr) chattischen Sedimente in die Hauchenbergmulde hineingekommen sind.

Der Irrtum liegt in der Auffassung begründet, das Auftreten von Konglomeraten entspreche immer einer rapiden Absenkung des Troges, das Auftreten von Mergeln (die ja als „Altwasserschlicke“ aufgefaßt werden) dagegen einem Stillstand der Absenkungsphase. Für die Beurteilung des Absenkungsbetrages eines Erdrindenstückes in einer bestimmten Zeitspanne ist aber nur die Mächtigkeit der darauf in dieser

Zeitspanne abgelagerten Sedimente wichtig, nicht jedoch deren Korngröße. Das bedeutet in dem besprochenen Fall: Den rund 2500 m mächtigen Sedimenten in der Hornmulde und den gleichaltrigen und annähernd gleichmächtigen Sedimenten in der Salmaser- und in der Hauchenbergmulde entsprechen annähernd gleichgroße Senkungsbeträge während der Ablagerung der USM, obwohl die Sedimente des einen Profils einen starken Anteil an Konglomeraten zeigen, der in den nördlicheren Profilen weitgehend oder ganz fehlt.

Damit ist aber die Nichtexistenz der „Antiklinenschwellen“ zwischen den Mulden auch von dieser Seite her erwiesen, und weiterhin sind die von E. KRAUS (1932, S. 217 ff.; 1951 b, S. 128 f., S. 249 f. und S. 279) ausgeschiedenen 5 orogen verstandenen Hauptsenkungsphasen mit grober Sedimentation gegenstandslos geworden.

Das Profil der Abbildung 10 entspricht sinngemäß völlig Teilprofilen, wie sie M. RICHTER (1926); THOMAS (1926) und KORDIUK (1938, Abb. 5, S. 20) gaben. Die Tatsachen stehen mit deren Anschauungen, die Schuttfächer seien von S in einen einheitlichen Molassetrog geschüttet worden, dessen stärkste Depression sich im Laufe der Zeit etwas nach N verlagerte, in vollem Einklang. Wir können diese Vorstellungen nun sogar noch wesentlich genauer fassen.

Da wäre zuerst die Frage zu klären, ob die Nagelfluhen der USM fluviatil-marine (MUHEIM 1934, S. 267; RICHTER 1932, S. 429) oder fluviatil-limnisch (z. B. THOMAS 1926, S. 447) oder fluviatil-terrestrisch (E. KRAUS und bedingt LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER 1953, S. 20) seien. Mit anderen Worten wird gefragt: Ist der Hochgratfächer während der USM durch einen Fluß in ein marines Becken, in ein mit Süßwasser gefülltes Becken oder in eine festländische Senke geschüttet worden?

Zu diesem Problem haben sich noch andere Autoren geäußert, z. B. WEITHOFER (1917, S. 39); HABICHT (1945, S. 135); ZÖBELEIN (1952 b, S. 55–60), doch betreffen diese Arbeiten nicht das Gebiet des Hochgratfächers, so daß wir deren Ergebnisse nicht ohne weiteres auf dieses übertragen können. Die Arbeit von LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953) wurde dagegen in Betracht gezogen, da sie ja die ungefaltete Molasse nördlich des hier besprochenen Gebietes, also weiter im Beckeninneren betrifft. Wenn in diesem Gebiet fluviatil-terrestrische Ablagerungen während der USM stattgefunden hätten, müßten weiter im S, woher ja ein Teil der Sedimente bezogen wird, die Ablagerungen erst recht terrestrisch sein.

MUHEIM und M. RICHTER schlossen aus dem Auftreten von Foraminiferen und Glaukonit in den Molasse-Sandsteinen auf deren Ablagerung unter marinen Bedingungen. Schon E. KRAUS hatte 1929, S. 63, und noch 1951 b, S. 130, auf Grund reichlichen Auftretens von Glaukonit in einer Sandsteinbank der Hochgratschichten auf das Hereinragen des Meeres geschlossen, während er 1951 a, S. 223 den Glaukonit als umgelagert auffaßt. Unterdessen sind von verschiedenen Seiten die Foraminiferen der USM als Umlagerungen erkannt worden [HABICHT (1945, S. 135) HAGN (1950) und ZÖBELEIN (1952 b, S. 55)]. Da zudem M. RICHTER selbst nicht mehr auf dieser 1932 und 1937 geäußerten Anschauung besteht, können wir damit die marine Entstehung der USM ausschalten. Ob der Glaukonit jedoch eingeschwemmt oder authigen ist, kann auch jetzt noch nicht als restlos geklärt gelten. Für das vorliegende Problem ist das allerdings solange bedeutungslos, als nicht eindeutig geklärt ist, ob Glaukonit nur unter rein marinen Bedingungen gebildet werden kann.

Im folgenden soll nachgewiesen werden, daß der Hochgratfächer während der USM das Schüttungsdelta eines von S kommenden Flusses in ein einheitliches Süßwasserbecken darstellt, wobei der Nordteil des Fächers — wo die Ablagerung stattfand — im wesentlichen unter Wasser lag. (Der Begriff Schüttungsdelta ist hier im geologischen Sinn und nicht im geographischen Sinn gebraucht. Das Mündungsdelta im geographischen Sinn stellt ebenfalls die Schüttung eines Flusses in ein Wasserbecken dar, wobei aber kennzeichnend ist, daß die Aufschüttung die Absenkung des Beckens überwiegt.)

1. Die Form der Konglomeratfächer

Der Hochgratfächer hat z. B. im Chatt eine E-W Erstreckung der Konglomeratfazies von 30 km, in S-N Richtung jedoch nur von 15 km (nach Ausglättung der Mulden). Innerhalb des Fächers ändert sich der Abrollungsgrad der Gerölle — bei Beobachtung gleicher Korngrößen und gleicher Gesteinstypen — nicht. Die Korngröße nimmt dagegen so rasch ab, daß bis 40 cm große Gerölle im Zentrum am S-Rand des Fächers abgelagert wurden, während ungefähr 10 km nördlicher nur noch Sandstein zur Ablagerung kam. Dazwischen sind alle Übergänge an Korngrößen erschlossen.

Diese Erscheinungen zeigen: Die Verkleinerung der Korngröße ist keine Abnutzung während eines fluviatil-terrestrischen Transportes, sondern sie ist verursacht durch die plötzliche Abnahme der Transportkraft des in ein Wasserbecken mündenden Flusses.

Dafür brachte die Schotteranalyse einen weiteren schlüssigen Beweis. Im Chatt enthält z. B. die Probe Siplinger 7 aus dem Zentrum des Hochgratfächers in der Korngröße 10—20 cm 71 % Flysch, in der Korngröße 3—5 cm dagegen nur 24 %. In der entsprechenden stratigraphischen Lage haben wir zwei am Rande des Fächers gelegene Proben, deren Korngröße kaum über 5 cm hinausgeht, die Probe Langenegg und Salmaser Höhe. Beide Proben enthalten aber in der Korngröße 3—5 cm den gleichen Flyschanteil (Langenegg 23 %, Salmaser Höhe 20 %) wie die Proben Siplinger 5, 6 und 7. Wäre die Verringerung der Korngröße während eines fluviatilen Transportes durch Abnutzung entstanden (wozu ein Fluß allerdings eine sehr viel größere Strecke benötigte), müßte die Korngröße 3—5 cm jetzt ungefähr 60—70 % Flysch enthalten, da sie ja dieselbe Rolle als größte vorhandene Korngröße spielen würde wie vorher die Korngröße 10—20 cm und im wesentlichen aus dieser entstanden wäre.

2. Die Molassestufen haben im Streichen von der Schweiz bis nach Oberbayern in großen Zügen die gleiche Mächtigkeit. Zwischen den Konglomeratflächen, z. B. des rund 2000 m mächtigen Chattes, fehlen zwar die Konglomerate weitgehend, das Chatt ist aber in voller Mächtigkeit durch vorwiegend mergelige Sedimente vertreten (s. auch M. RICHTER 1926, S. 336). Diese Vertretung der Konglomerate durch gleichmächtige, feinkörnige Sedimente, nicht nur in N-, sondern auch in E- und W-Richtung, wäre nicht möglich, wenn die Konglomeratfächer in trockene Senken geschüttet worden wären.

3. In den Schuttfächern wechsellagern ziemlich weit aushaltende Bänke groben Konglomerates (bis 40 cm) mit feinen Tonmergeln und das z. B. im Catt des Hochgratfächers 50 mal. Ein auf dem Festland fließender Wasserlauf kann nun gelegentlich dort, wo er groben Schutt transportiert, in einem toten Winkel auch eine Sandbank ablagern, die linsenförmig eingeschaltet bleibt, aber niemals die oben angeführte Wechsellagerung hervorrufen. Diese sonst nicht deutbare Wechsellagerung (s. Abschnitt Sedimentations-Rhythmus) ist sofort erklärt, wenn man eine Schüttung in ein mit Wasser gefülltes Becken annimmt. Dann muß man sie sogar fordern. Denn derartige Schuttfächer werden durch gleichmäßiges Hin- und Herpendeln der Flußmündung erzeugt (siehe dazu G. WAGNER 1950, S. 129—154 und Abb. 124 u. a.).

Dabei lagert sich das grobe Material in der Nähe der Flußmündung ab. Um diese grobe Schüttung legt sich eine Zone sandiger und noch weiter draußen eine Zone mergeliger Sedimentation. Pendelt jetzt die Flußmündung z. B. von W nach E, so wird eine Schotterplatte über die dort abgelagerten feiner körnigen Sedimente ausgebrei-

tet, während im W schon wieder feinere Sedimente auf der Schotterplatte abgelagert werden. Bei diesem Hin- und Herpendeln gerät jeder Punkt des Fächers wechselnd in den Bereich stärkster und schwächster Strömung, so daß die Bedingungen zur Entstehung der unsymmetrischen Repetitionsschichtung gegeben sind und zugleich erklärt wird, warum der Anteil der die mittlere Korngröße vertretenden Sandsteine so gering ist gegenüber den extremen Korngrößen der Mergel und Nagelfluhen. Im Profil des Steigbaches südlich Immenstadt z. B. stehen nur 6 % Sandstein je rund 47 % Mergel und Nagelfluhen gegenüber. Wären die Schichten fluviatil-terrestrisch abgelagert worden, wäre zu erwarten, die Sandsteine als mittlere Korngröße würden den größten Teil des Profils einnehmen. Daß Sande nicht gefehlt haben, beweisen ja die zahlreichen, gleichaltrigen Sandsteine außerhalb der Nagelfluhvorkommen.

Aus dem Gesagten ergibt sich, daß an den Seiten der Fächer jeweils 2 Nagelfluhbänke zusammenlaufen müssen. Das läßt sich tatsächlich beim Kartieren beobachten. Ich versuchte immer wieder, einzelne Nagelfluhbänke über längere Strecken zu verfolgen. Dabei kamen Vereinigungen von jeweils 2 Nagelfluhbänken nur vor, wenn man sich auf die Fächergrenzen nach E oder W, nicht jedoch, wenn man sich auf das Zentrum der Fächer zubewegt (z. B. am Westrand des Nesselburgfächers bei Brosis Ellegg oder am E-Rand des Hochgratfächers am Rottachberg). Zu einem Zeitpunkt, da ich die Ausdehnung der Fächer schon kannte, mir aber noch keine genauere Gedanken über deren Entstehung gemacht hatte, kam mir das eigenartig vor, denn unwillkürlich erwartete ich das gegenteilige Verhalten: ein Zusammenlaufen der Bänke zum Zentrum des Fächers, wo doch die Nagelfluhen gegenüber den Mergeln sehr stark zunahmen.

4. Die unter 3. beschriebene Wechsellagerung ist in der USM die gleiche wie in der OMM, d. h. trotzdem plötzlich Schalenreste mariner Bivalen zwischen den Geröllen und in den Sandsteinen auftreten, die Sedimente also eindeutig marin sind, ändert sich an der Art der Wechsellagerung zwischen Mergeln, Sandsteinen und Nagelfluhen und der Korngröße und Mächtigkeit der letzteren nichts. Das bedeutet, auch vorher schon — zur Zeit der USM — ist das Material unter gleichen Sedimentationsbedingungen abgelagert worden, also nicht auf dem Festlande, sondern in einem mit Wasser (nur eben mit Süßwasser) gefüllten Becken. Besonders deutlich ist das im Profil des Haubenberges, dessen untere Nagelfluhen der USM angehören, deren obere Nagelfluhen jedoch schon marin sind.

Andere Autoren haben in ihrem Gebiet die gleiche Erfahrung gemacht, ohne jedoch Schlußfolgerungen daraus zu ziehen (A. HEIM, BAUMBERGER, STEHLIN 1928, S. 7).

LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953, S. 20) und FÜCHTBAUER (1954, S. 311 ff.) stellten im oberen Teil der USM, dem Aquitan, auf Grund zahlreicher Schwermineral-Analysen ein großes Flußsystem fest, dessen Material sie als Napfschüttung bezeichnen und das zwischen Bern und Luzern die Alpen verlassen haben und im weiten Bogen nach Osten bis zum Lech vorgestoßen sein soll (FÜCHTBAUER 1954, Abb. 2 c) und sich durch seine kräftige Epidot/Granat- und Feldspatschüttung („granitische Molasse“) auszeichnet. Über den Beginn der OMM im nördlichen Allgäu schreibt FÜCHTBAUER (1954, S. 36) nun aber: „Der Einbruch des Meeres ins Molassebecken änderte an den Schüttungsverhältnissen erstaunlich wenig. Die Napfschüttung blieb als axiales, epidotlieferndes System weiterhin wirksam.“

Das würde bedeuten, an den Schüttungsverhältnissen eines über 200 km langen Flußsystems habe sich nach der Meeresüberflutung kaum etwas geändert. (Die OMM setzte im ganzen Molassebecken bis in die Schweiz hinein annähernd gleichzeitig ein.) Das ist natürlich völlig unwahrscheinlich bei der Annahme eines fluviatil-terrestrischen Transportes während der oberen USM. Wir müssen schließen — wie schon auf Grund des Haubenberg-Profiles — die Sedimentationsverhältnisse stimmten in der USM und der OMM im wesentlichen überein, d. h. in der USM müssen limnische Verhältnisse geherrscht haben. Da das Becken allerdings schmal war und sehr starke Süßwasserzufuhr aus S und W erhielt, ist die Ausbildung einer starken Strömung im Beckenninnern in östlicher Richtung, dem Wiener Becken zu, verständlich.

Damit ist zugleich nachgewiesen, die limnische Auffassung der USM gilt für weitere Bereiche als nur dem des Hochgratfächers, so daß noch die Äußerungen einiger Autoren, die USM in den Nachbargebieten betreffend, angeführt werden sollen. So meint HABICHT (1945, S. 135), die Bezeichnung Süßwassermolasse dürfe nicht zur Vorstellung verleiten, die Molasse sei in einem großen Süßwassersee entstanden. Er schließt sich der Meinung von RUTSCH und von v. MOOS an, sie sei in kleinen Einzelseen inmitten festländischer Gebiete entstanden. Auch WEITHOVER denkt sich (1917, S. 39) das Gebiet der Bunten Molasse als trockenes Land mit einzelnen Wasseransammlungen und zu Zeiten reichlich fließenden, reißenden Gewässern, während WOLFF schon 1897, S. 298 den Ablagerungsraum der Bunten Molasse als „ein großes Süßwasserbecken“ auffaßte.

Zu demselben Ergebnis kommt man, wenn einmal ein Begriff der Anschauung der fluviatil-terrestrischen Entstehung der USM konsequent durchdacht wird. Nach dieser Anschauung sind ja die Mergel, die im Chât des Hochgratfächers über 50 mal mit den Nagelfluhen wechsellagern, „Altwasserschlicke“ kleiner vom Hauptfluß verlassener Areale. Da nun die Mergel vom Hochgrat aus, wo die Nagelfluhen am mächtigsten sind, nach Osten und Westen und nach Norden an Mächtigkeit zunehmen und sich schließlich nach Auskeilen der Nagelfluhen zu mächtigen weitaushaltenden Paketen zusammenschließen, hätte diese „Stillwasserfazies“ das ganze Molassebecken erfüllt und wäre während des Chattes 50 mal bis an den Südrand der Molasse vorgestoßen. Das bedeutet aber, das Chatt (und ebenso das Aquitan) wurde in ein einheitliches Süßwasserbecken sedimentiert.

Diesen Begründungen können von der Seite der fluvial-terrestrischen Anschauung die reichlichen Funde von Landschnecken und Säugerresten, gegenüber den selteneren Funden limnischer Fossilien, entgegengehalten werden. Diese Sachlage ist jedoch durch Einschwemmung ohne weiteres zu erklären. Die Landschneckengehäuse sind zu weitester Verfrachtung hervorragend geeignet, aber auch Säugerzähne sind, solange sie noch mit ihren lufthaltigen Wurzeln verbunden sind, gut transportierbar. Eingeschwemmt wären die Landschnecken und Säugerreste ja auch dann, wenn die Mergel als „Altwasserschlicke“ aufgefaßt würden.

Jetzt kann zudem auch zwanglos erklärt werden, warum die Landschnecken immer in bestimmten Horizonten feinkörniger, dunkelblauer Mergel vorkommen. Diese liegen in dem im vorigen Abschnitt über den Sedimentationsrhythmus beschriebenen Profil: Nagelfluh, Sandstein, Mergel, Nagelfluh . . . , in den Mergeln ziemlich weit oben, d. h. näher, oft direkt unter der hangenden Nagelfluhbank, nur sehr selten dagegen direkt über der Sandsteinbank bzw. Nagelfluhbank. Nach dem im Abschnitt über den Sedimentations-Rhythmus und in diesem Abschnitt unter 3. Gesagtem, bedeutet das, diese Mergel sind abgelagert worden, als die Flußmündung weit von diesem Ablagerungsort entfernt und hier kaum noch eine Strömung zu spüren war.

Das gleiche zeigt die häufige gerade in diesen Horizonten auftretende dunkle Färbung an, die auf stagnierendes, schlecht durchlüftetes Wasser deutet, im Gegensatz zu den Sedimenten der Flußmündung, die rot gefärbt sind, da das frische sauerstoffhaltige Wasser die Eisenverbindungen vor der Reduktion bewahrte. Wir stellten ja schon oben fest, die Intensität der Rotfärbung nehme 1. zum Zentrum des Fächers, 2. nach Süden und 3. mit der Korngröße der Gerölle zu. So sind z. B. die kleingerölligen Nagelfluhen des Aquitans nördlich des Haubenberges dunkelgrau gefärbt und die Gerölle oft sogar mit einem schwarzen Pigment imprägniert, im Gegensatz zu der roten Färbung der gleichaltrigen grobkörnigen Nagelfluhen am Gschwender Horn.

Die Landschnecken sind also durch den Fluß in das Becken geschwemmt und bis in die praktisch strömungslose Zone getragen worden, dort abgesunken und mit feinkörnigen Mergeln sedimentiert worden. Das erklärt, warum die Landschnecken in den rötlichen und bräunlichen sandigen Mergeln fehlen.

Außerdem gibt ZÖBELEIN (1955) von 92 Fossilfundpunkten im Allgäu 10 an, die auch limnische Formen und 3 die nur limnische Formen geliefert haben. Das sind 14 % der Fundpunkte mit limnischem Charakter, der allerdings durch jeden kleinen Tümpel geboten worden wäre.

Bei dieser relativ geringeren Beteiligung limnischer Formen ist aber noch zu klären, wieweit dabei bewußte Auswahl durch den Geologen im Spiel ist. So war mein erstes Fossil, das ich in rötlichen chattischen Mergeln fand, eine Süßwasserschnecke. Nachdem man mir jedoch den „typischen“ dunkelblauen Mergel gezeigt hatte, beachtete ich nur noch diesen, der vorwiegend Landschnecken enthält.

Durch ihre im allgemeinen etwas dickere Schale erhalten sich die Landschnecken besser.

3. Der Mittelberger Fächer

(s. Tab. 7)

Bevor wir zum nächsten großen Schuttfächer, dem im E des Gebietes liegenden Nesselburgfächer übergehen, muß noch ein kleiner, sich im Aquitan zwischen beide Fächer einschaltender Schuttkegel behandelt werden. Er besitzt nur eine Breite von 4 km und erstreckt sich vom Rukats-Bach bei Burgkranzegg (südöstlich Petersthal, Blatt Wertach) bis nach Mittelberg (Blatt Nesselwang). Obwohl er sich nur aus 4—5 Nagelfluhbänken, neben Sandsteinen und Mergeln, zusammensetzt, erreicht er im Horn mit 1150 m eine größere Höhe als der Falkenstein, die höchste Erhebung des Rottach-Bergzuges. Nach diesem Mittelberger Horn (und da der Fächer die Mitte zwischen zwei großen Fächern einnimmt), wollen wir ihn Mittelberger Fächer nennen, obwohl das Horn auch Burgkranzegger Horn genannt wird.

Der Mittelberger Fächer setzt sich sowohl morphologisch als auch seiner Geröllzusammensetzung nach deutlich von den Nachbarfächern ab. Ersteres ist leicht verständlich, da der Hochgratfächer aus W und der Nesselburgfächer aus E hier nur noch mit überwiegend feinkörnigen Sedimenten heranreichen. Es ist kennzeichnend, daß die Grenzen zweier Fächer immer von Wasserläufen benutzt werden: Während es von der Iller bei Immenstadt bis nach Rieder (Blatt Wertach) auf 12 km Entfernung keinem Wasserlauf gelingt, die hier austreichenden Nagelfluhen des Hochgratfächers zu durchbrechen und von Burgkranzegg über Mittelberg 5 km nach E für den Mittelberger Fächer das gleiche gilt, wird die nur 3 km breite Zone zwischen den GrobSchüttungen der Fächer von Rieder bis Burgkranzegg von 5 Bächen „durchbrochen“.

Die Geröllfazies des Mittelberger Fächer unterscheidet sich von der des Hochgratfächers nicht qualitativ, sondern nur quantitativ. Der Flyschgehalt beträgt mit 81 % das Doppelte der gleichzeitigen Schüttung im Hochgratfächer, während die kalkalpinen Gesteine sehr stark zurüctreten. Gegenüber der aquitanen Schüttung des Nesselburgfächers enthält der Mittelberger Fächer praktisch keine dunklen Dolomite. Die Mittelwerte der Korngröße 3—5 cm der beiden Proben Burgkranzegg 1 und Mittelberg sind 51 % Sandkalk, 21 % Kieselkalk, 6,5 % sonstige Flyschkalke, 1,5 % Feinbrekzie und 1 % Sandsteine. Auch das Eozän ist mit 2,5 % etwas stärker vertreten als in den oberen Kojenschichten des Hochgratfächers. Es sind 9 % Jura-gesteine vorhanden (in der Probe Mittelberg nur 2 %). Diese setzen sich aus 1,5 %

Aptychenkalk, 4,5 % Fleckenmergel, 0,2 % Radiolarit und 3 % anderen Juragesteinen zusammen. 1,5 Prozent Triaskalke und 2 % Triasdolomite (die allerdings in dieser Korngröße in der Probe Mittelberg fehlen) ergeben 3—4 % Triasgerölle. Außerdem treten noch Quarz mit 2 % und schwarze Kalke mit 1,5 Prozent auf.

Die Korngröße der Gerölle beträgt bis 15 cm (mittlere Durchmesser). Dabei besteht der Geröllanteil über 7 cm Durchmesser nur aus Flyschgesteinen. Die Neigung der Kurven der einzelnen Gesteine ist also dieselbe wie beim Hochgratfächer: Der Flysch nimmt zu den großen Korngrößen, das Kalkalpin zu den kleinen Korngrößen hin zu. In der Korngröße 1—2 cm sind in der Probe Mittelberg noch 68 % Flysch enthalten, während die kalkalpinen Gesteine auf 27 %, 16 % Jura- und 11 % Triasgesteine, gestiegen sind.

Am Westrand des Fächers treten allerdings in Wechsellagerung noch Horizonte auf, die in ihrer Zusammensetzung der des Hochgratfächers nahekommen (Probe Burgkranzegg 2).

Die Nagelfluhen bestehen vorwiegend aus groben Geröllen. Das feinkörnigere Bindemittel kann lagenweise fast fehlen. Auch der Anteil der kleinen Gerölle ist im Verhältnis zum Hochgrat- und dem noch zu beschreibenden Nesselburgfächer sehr gering (Taf. 1, Fig. 1). Die dachziegelartige Lagerung, die man auch in der eben genannten Fotografie besonders an den größeren Geröllen erkennen kann, weist auf die Herkunft aus S. Diese Fotografie zeigt mit dem Blick nach E einen Teil einer Nagelfluhbank des Mittelberger Fächers mit einer Erscheinung, die wir im Hochgratfächer nicht beobachten konnten: Über einer Lage grober Flyschgerölle schaltet sich eine Schicht Algenkalk ein. Die Bank fällt mit ungefähr 30° nach S (rechts). Dieser geschichtete Algenkalk bildet genau die ehemalige Schotteroberfläche ab und gleicht in seinen oberen Schichten deren Unebenheiten etwas aus. Darüber legt sich dann eine neue Schotterlage.

H. HERMANN (München) war so freundlich, diese Alge zu bestimmen. Es handelt sich um eine *Oocardium*-Art, die dem rezenten *Oocardium stratum* NAEG. sehr nahe steht. Jedoch ist letztere, eine feingeschichtete Desmidiacee, bisher nur rezent bekannt.

Bezeichnen wir den Fluß des Hochgratfächers als Ur-Iller, den des Nesselburgfächers als Ur-Lech, so müßten wir das Flübchen, das den Mittelberger Fächer schüttete, als Ur-Wertach bezeichnen. Dieser Vergleich ergäbe eine gute Übereinstimmung mit der heutigen Sachlage, nicht nur in bezug auf die Quantität der Schotterführung, sondern auch, was deren Qualität anbetrifft. Während der Ur-Lech und die Ur-Iller sehr viel Material aus dem Alpeninnern heraustransportierten, brachte die kleinere Ur-Wertach — wie auch heute die Wertach noch — im wesentlichen nur Gesteine des nördlichen Alpenrandes in das Vorland, da ihre Zuflüsse das Kalkalpin im S nur randlich noch berührten.

Da wir auf Grund des Zeit/Prozentdiagrammes (Abb. 4) auf eine bedeutende, tektonisch verursachte Exponierung des Flysches im Aquitan schließen mußten, liegt es nahe, das relativ kurzfristige Auftreten des Mittelberger Fächers im Aquitan ursächlich mit diesem Vorgang in Beziehung zu bringen.

4. Der Nesselburgfächer

Dieser Name wurde gewählt, da E. KRAUS schon 1926 die unteren chattischen Schichten dieses Fächers, wegen ihrer von der westlichen abweichenden Geröllfazies, als Nesselburgschichten bezeichnete, nach dem Aufschluß des Nesselburgtobels am

Fuße der Nesselburg SE Nesselwang. Er ist seiner Ausdehnung nach der größte Schuttfächer des bearbeiteten Gebietes und erstreckt sich im Chatt von der Loisach im E bis zur Iller im W (vom obersten Chatt an nur noch bis zur Wertach). Seine S-Grenze zieht sich vom N-Fuß des Grüntes im Westen über den N-Fuß des Edelberges (südl. Nesselwang) 2 km südlich Roßhaupten und südlich Murnau entlang nach Osten.

Seine stärkste Geröllführung zeigt er im unteren Chatt, während in den übrigen Stufen — außer in den rupelischen Deutenhausener Schichten — seine Geröllführung dem Hochgratfächer nachsteht. Die Tabelle 3 vermittelt einen Überblick über den Anteil der Nagelfluhen am Schichtkomplex. Naturgemäß sind die nagelfluhreichen Schichten besser aufgeschlossen, da sie morphologisch stärker hervortreten und sich tiefere und engere Wasserrisse gebildet haben.

Im W, am Grüntes, streicht die Murnauer Mulde mit nur noch 3 Nagelfluhbänken aus, an der Wertach sind es 7, im Nessel Tobel südlich Nesselwang schon 14, im Senkele östlich Enzenstetten 15, am Halblech 20, im Einschnitt der Ammer 22, während sie östlich Murnau wieder auf 6 abnehmen, die dann am E-Rand der Murnauer Mulde austreichen. Dieser E-Rand ist also noch nicht das ursprüngliche E-Ende des Fächers, jedoch dürfte nicht mehr viel fehlen, da die Nagelfluhbänke im Zentrum des Fächers zwischen Lech und Ammer auch in die nördlichere Rottenbucher Mulde hineinreichen (natürlich geringer an Zahl, Mächtigkeit und Korngröße werdend). Der S-Rand der Rottenbucher Mulde streicht aber ungestört durch das Austreichen der Murnauer-Mulden-Achse weiter nach E, ohne jedoch noch Gerölle zu führen.

Hier muß auf einen Mangel der Übersichtstabelle der Nagelfluhbänke hingewiesen werden, der am Beispiel des Ammerprofils deutlich wird. Während unsere Tabelle nur 22 Nagelfluhbänke für die Weißschichten angibt, gibt ZÖBELEIN (1952 b) 48 Nagelfluhbänke an. Diese Angabe beruht auf genauester Aufnahme des Profils und der dadurch möglichen Einbeziehung kleinerer Gerölllagen.

Bei der Aufstellung der Tabelle 3 mußten dagegen Aufschlüsse sehr verschiedener Güte berücksichtigt werden. Da ja z. B. das Zentrum des Hochgratfächers im Chatt am Siplinger und Hochgrat an keiner Stelle von einem Wasserlauf durchschnitten wird, wurden hier, wie auch an noch anderen Aufschlüssen, nur die morphologisch als Rippen hervortretenden Bänke gezählt. Dabei bleiben kleinere Bänke unbeachtet, und oft werden mehrere größere Bänke, die bloß durch eine geringmächtige Mergelschicht getrennt sind, nur einfach gezählt. Um vergleichbare Werte zu erhalten, wurden in den guten Aufschlüssen nur die mächtigeren Nagelfluhbänke gezählt. Wären die Aufschlüsse am Hochgrat und Siplinger so gut wie an der Ammer, würde man, bei gleich genauer Bearbeitung wie an dieser, über 100 Nagelfluhbänke im Chatt zählen, statt der in der Tabelle nur angegebenen 50. Ist die Tabelle im einzelnen zwar subjektiv, was die absolute Zahl der Nagelfluhbänke anbetrifft, so ist sie doch objektiv in bezug auf die Verteilung der Bänke. Wo weiteres Vergleichsmaterial anderer Autoren vorliegt, stimmen die Zahlen gut mit den hier gegebenen überein (E. KRAUS: Nessel Tobel und Steigbach; F. MUHEIM 1934: Bregenzer Ach u. a.).

Die Tabelle zeigt die Verlagerung des Schwerpunktes des Fächers vom Lech in den Deutenhausener und Bausteinschichten nach E zur Ammer im Chatt und Aquitan. Eine derartige und auch gleichsinnige Verlagerung zeigt auch der Hochgratfächer.

Die Stratigraphie und Tektonik des östlichen Bereichs des Nesselburgfächers sind schon frühzeitig eingehend bearbeitet und dargestellt worden, so von GILITZER (1914), von WEITHOFER in mehreren Arbeiten zwischen 1899—1935 und zuletzt von ZÖBELEIN 1952 a und b. ZÖBELEIN stellt den Gegenstand und die Literatur umfassend dar, so daß hier nur noch auf die Autoren eingegangen werden soll, die Gerölluntersuchungen durchgeführt haben.

Als erster wandte 1920 H. P. CORNELIUS der Geröllführung der Molasse Oberbayerns seine Aufmerksamkeit zu. Zwar gibt er noch keine Prozente an, zählt aber schon die Geröll-

typen erstaunlich vollständig auf und knüpft daran eine Reihe wichtiger theoretischer Erörterungen, die uns noch weiter unten beschäftigen werden.

K. BODEN griff diese Anregungen auf und führte in größerem Maße Geröllzählungen durch, die auch heute noch gültig sind, wenn er auch noch keine Trennung der Korngrößen durchführte. Er stellte als erster eine starke Beteiligung der Flyschgesteine am Aufbau der Molasse fest, die von CORNELIUS zum Teil dem Jura, zum Teil der oberostalpinen Kreide zugerechnet worden waren. Seinen drei wertvollen Arbeiten (1925, 1926 und 1935, wobei letztere nicht das hier besprochene Gebiet betrifft) steht allerdings eine mit Fehlern behaftete von 1931 gegenüber, in der er seine zwischen Lech und Inn gewonnenen richtigen Ergebnisse auf das Gebiet zwischen Lech und Rhein übertragen will und dabei in die Aufschlüsse westlich der Iller, eine Fülle nicht vorhandener dunkler Dolomite hineinsieht, wie sie im Chatt östlich der Iller die Hauptrolle spielen. Das ist z. T. schon von MUHEIM (1934, S. 195 f.) berichtigt worden, der nur 8 % dunkler Dolomite in Vorarlberg antraf statt 50 %. Dadurch entgeht BODEN aber der große Gegensatz zwischen Nesselburg- und Hochgratfächer und veranlaßt ihn zu der völlig abwegigen Schlußfolgerung, die oberen Schichten des Hochgrates (Chatt) würden den Schichten des Peißenberges (OSM, annähernd Torton) entsprechen (BODEN 1931, S. 9 ff.), wegen ihres großen Flyschgehaltes.

1935 veröffentlichte BLÜHER weitere Analysen vom Südrand der Murnauer Mulde und 1954 beschrieben H. HAGN & W. ZEIL noch ausführlich die Gerölle des oberchattischen „Wörth-Konglomerates“ vom Staffelsee aus dem Zentrum der Murnauer Mulde. Von weiteren Autoren liegen zwar keine geröllanalytischen Arbeiten, aber eine größere Anzahl von Meinungsäußerungen über die Herkunft der Gerölltypen vor, worauf an den entsprechenden Stellen weiter unten eingegangen werden soll.

Der Nesselburgfächer verteilt sich auf die hier in der Subalpinen Molasse noch vorhandenen drei Mulden, die Murnauer Mulde im Süden, die Rottenbucher Mulde und die Peißenberger Mulde, an die dann nach Norden die im Süden aufgegebene Vorlandsmolasse anschließt. Nach Norden werden, wie im Hochgratfächer, die zutage tretenden Schichten immer jünger. Während die Murnauer Mulde nur chattische und tiefere Schichten enthält, treten in der Rottenbucher Mulde schon aquitane, in der Peißenberger Mulde burdigale und zum Teil helvetische Schichten und schließlich am Südrand der Vorlandmolasse schon tortone Schichten auf. Die Stratigraphie der Murnauer und Rottenbucher Mulde wurde von ZÖBELEIN (1952 a und b) geklärt. Die regionale Korngrößenverteilung ist die gleiche wie im Hochgratfächer und bekräftigt die dort daraus gezogenen Schlußfolgerungen.

Die am stärksten geröllführenden und daher am besten erschlossenen Weißbachschichten weisen insgesamt eine etwas geringere Korngröße auf als die gleichaltrigen Ablagerungen des Hochgratfächers. Sie bleibt allgemein unter 10 cm. Auch ändert sich die Korngrößenverteilung etwas zugunsten des Feinmaterials. In der gesamten E-W-Erstreckung des Fächers über 75 km von der Iller bis zur Loisach ändert sich die Korngröße der Gerölle praktisch nicht, wenn auch der auf Grund der Anzahl der Nagelfluhbänke als Fächerzentrum erkannte Bereich zwischen Nesselwang und der Ammer (ungefähr 40 km) etwas gröberes Material führt.

In Nord-Süd-Richtung nimmt die Korngröße dagegen wieder überraschend schnell ab. Die Maximalgröße beträgt auf dem N-Flügel der Murnauer Mulde nur noch 5 cm, also die Hälfte wie auf dem ungefähr 8 km entfernten (ausgeglättet) S-Flügel. In die Rottenbucher Mulde reicht eine wesentliche Geröllschüttung innerhalb der Weißbachschichten nur zwischen Lech und Ammer, was auch wieder die Lage des Fächerzentrums kennzeichnet. Bei der Breite des geröllführenden Teils des Nesselburgfächers von 75 km und einer Tiefe von rund 15 km ist der Nesselburgfächer zwar doppelt so breit wie der Hochgratfächer, hat aber dieselbe „Länge“ in S-N-Richtung.

Entsprechend der geringeren Geröllgröße des Nesselburgfächers im Chatt ist auch die Mächtigkeit der Nagelfluhbänke etwas geringer als im Hochgratfächer. Sie

liegt durchschnittlich zwischen 3—10 m, kann allerdings gelegentlich bis auf 20—25 m ansteigen bzw. bis auf wenige Dezimeter abnehmen. Genauere Angaben für das Ammerprofil gibt ZÖBELEIN (1952 a).

4.1 Die Geröllführung des Nesselburgfächers

ist im Rupel und Chatt weitgehend von der des Hochgratfächers verschieden, was allerdings nicht ausschließt, daß es nur wenige Gerölltypen gibt, die nicht — wenn auch nur in äußerst geringer Zahl — in beiden Fächern vorkommen. Das Hauptkennzeichen des Nesselburgfächers, vom Helvet und Torton abgesehen, ist der große Gehalt an Dolomiten (im Chatt ungefähr 75 %) und darunter besonders der Anteil der schwarzen Dolomite, die in den Weißbachschichten ungefähr 25 % der Gerölle ausmachen.

Da die Herkunft dieser Dolomite noch unsicher ist, bilden sie eine eigene Gruppe, zu der auch die Triasdolomite gezählt wurden, weil diese nicht mehr wie 10 % der Korngröße 3—5 cm ausmachen und ihre Abgrenzung zu den Dolomiten unbekannter Herkunft zu unsicher wäre. Man kann die Dolomite einteilen in:

schwarze	Dolomite	} bei beiden läßt sich eine fein- und eine grobkörnige Varietät unterscheiden.
graue	Dolomite	
graubraune	Dolomite	
gelbe	Dolomite	auch hier läßt sich eine fein- und eine grobkörnige Varietät unterscheiden. Sie sind häufig brekziös.
weiße	Dolomite	grobkörnig.

Die Trias-, Jura- und Kreidegesteine des Oberostalpins wurden unter der Bezeichnung oberostalpine Gesteine zusammengefaßt. Zwar treten sie mit anderen, meist geringeren Prozentzahlen auf als im Hochgratfächer, aber es sind doch im wesentlichen genau dieselben Typen wie sie schon auf Seite 6 und 7 aufgezählt wurden. Das gleiche gilt von den Flysch- und Eozängesteinen. In den Weißbachschichten ist der Flysch zwar nur zu 1 % vertreten, aber wenn man genügend sucht, findet man alle Typen, wie sie auch im unteren Chatt des Hochgratfächers vorhanden sind, wo der Flysch 20 % der Gerölle ausmacht.

Bei den kristallinen Gesteinen ist der Unterschied zwischen beiden Fächern sehr bedeutend. Einmal kommen kristalline Gesteine im Nesselburgfächer vorwiegend im Rupel und Chatt vor, als im Hochgratfächer kaum kristalline Gerölle abgelagert wurden, während zur OSM hin der Anteil kristalliner Gesteine zurückgeht, aber gerade im Hochgratfächer zunimmt. Dann wurden aber auch die im Hochgratfächer bedeutungsvollen sauren, grobkörnigen Granitgneistypen — außer in einem Exemplar im Burdigal — im Nesselburgfächer nicht gefunden. Von Muskowitquarziten abgesehen, die bei der Auszählung zu den Gneisen gezählt wurden, handelt es sich um feinkörnige Biotitgneise.

Trat im Hochgratfächer nur wenig Quarz neben vielen Gneisgeröllen auf, so sind Quarz und Gneis im Nesselburgfächer annähernd gleich stark vertreten. Zum Teil, besonders in den höheren Horizonten, überwiegt sogar der Quarz, der sich durch Glimmer-, gelegentlich auch noch Gneisreste, als zu den Gneisen gehörig verrät. Daneben kommen noch, allerdings äußerst selten, Quarzporphyrogerölle vor.

Die schwarzen, oft etwas kieseligen Mergelkalke unbekannter Herkunft sind auch im Nesselburgfächer vorhanden.

Auffällig ist noch eine Gruppe von Quarziten, die meist unter den größeren Geröllen auftreten und besonders in der Probe Unterhalden eine Rolle spielen. Sie können sehr grobkörnig werden und dunkel- bis hellgrün, rötlich und bräunlich aussehen. Am meisten haben sie noch mit dem Buntsandstein gemeinsam.

Interessant ist, wie die einzelnen Gesteinstypen auf Druck innerhalb der Nagelfluh reagiert haben. Die Kalke zeigen alle Gerölleindrücke, während die gegen Lösung widerstandsfähigeren Dolomite eine völlig glatte Oberfläche behalten haben, gelegentlich jedoch zerbrochen, verschoben und wieder zusammengeheilt sind. Die Quarzite zeigen nur kleine, helle runde Flecken, über ihre ganze Oberfläche verteilt, welche von zerpreßten Quarzen herrühren.

Wir wollen die Zusammensetzung der Nagelfluhen von unten nach oben in zeitlicher Reihenfolge beschreiben.

4.11 Das Rupel

(s. Tab. 11)

Die, nach den Feststellungen von ZEIL (1953), vom Lattorf bis in das Rupel hineinreichenden Deutenhausener Schichten enthalten in ihren oberen Teilen bis zu 3 Nagelfluhbänke, deren Geröllgröße am Westufer des Lechs am größten ist. Der westlichste Aufschluß ist das Schloßbächel südlich Nesselwang, wo das Konglomerat noch mit 2 Nagelfluhbänken mit bis 12 cm Korngröße vorhanden ist. Der nur 2 km weiter westlich davon gelegene Reichenbach dagegen zeigt nichts mehr von diesen Konglomeraten. Der östlichste, noch 2 kleingeröllige, sehr geringmächtige Gerölllagen führende Aufschluß liegt an der Ammer (ZÖBELEIN 1952 b, S. 4; ZEIL 1953, S. 107). Die Deutenhausener Schichten (der Ort Deutenhausen ist heute vom Lechstausee bedeckt) wurden durch 2 Proben erfaßt. Die eine stammt von dem oben genannten Schloßbächel, die andere vom Straßenanschnitt nördlich Dietringen am Lech.

Die Prozentzahlen für die einzelnen Gerölltypen findet man in der Tabelle. Die Zusammensetzung ist ganz ähnlich der der Weißbachschichten, nur der Gehalt an Eozängeröllen ist mit 5 % wesentlich größer. Es handelt sich vorwiegend um Sandkalke mit organogenem Detritus, von denen 1 % möglicherweise noch zum Flyschpalaeozän und 1 % nach HAGN zur helvetischen Fazies gehören. Der Hauptteil ist inneralpines Eozän.

Über den geröllfreien rupelischen Tonmergelschichten folgen die Bausteinschichten, die aber wohl schon dem Chatt angehören und dort behandelt werden.

4.12 Das Chatt

(s. Tab. 11)

Die Weißbachschichten wurden als unteres Chatt von MUHEIM in Vorarlberg definiert. Die Bezeichnung Weißbachschichten ist jedoch jetzt auch auf die östlichere konglomeratführende Molasse übertragen worden und bezeichnet hier die untere rötliche Molasse (ZÖBELEIN 1952 b, S. 618). Entsprechend ist der Begriff Steigbachschichten auf die untere grüngraue Molasse und der Begriff Kojenschichten auf die konglomeratische Obere Bunte Molasse übertragen worden. Die Untergrenze der Weißbachschichten und die Obergrenze der Steigbachschichten sind im ganzen Gebiet paläontologisch als Unter- und Obergrenze des Chattes definiert. Dagegen ist die Grenze der Weißbach- zu den Steigbachschichten bisher nur faziell faßbar, so daß sie im Hochgrat-

Tabelle 11. Die Geröllzusammensetzung der Proben aus dem Rupel und unterem Chatt des Nesselburgfächers

[illegible]

und Nesselburgfächer etwas verschiedene Zeitpunkte kennzeichnen kann. Die Weißbachschichten sind durch eine reichliche Konglomeratführung (die reichlichste des Nesselburgfächers) und eine intensiv rote Farbe gekennzeichnet. In ihnen liegt der größte Teil der Probenpunkte des Nesselburgfächers. Die Orte der Probenauszahlung sind von Westen nach Osten (den genauen Ort der Proben gibt die Probentabelle): Kranzegg, Brosis Elleg, Wertach, Nesselwang, Enzenstetten, Unterhalden, Riedegg, Halblech, Steingaden, Echelsbacher Brücke, Murnau, Hammerschmiede und Habach.

Der Flyschgehalt der Korngröße 3—5 cm ist mit 1 % sehr gering. Eine Übersicht über den Flyschgehalt und gleichzeitig über die Verteilung der Proben der Weißbachschichten in W—E-Richtung gibt die Abb. 18. Der Flyschgehalt scheint in den Bauschichten etwas höher zu sein (bis 3 %). Der Eozängehalt ist auf weniger als 1 % zurückgegangen. Die restlichen Gesteinsgruppen sind fast mit denselben Prozentzahlen vertreten wie in den Deutenhausener Schichten. 23 % oberostalpine Gesteine teilen sich auf in 8 % Triaskalke, 3 % Buntsandstein (der gegenüber dem Hochgratfächer sehr reichlich vertreten ist), 4,5 % Fleckenmergel und 6 % andere Juragesteine, außerdem noch rund $1\frac{1}{2}$ % Cenoman-Konglomerate.

Die 68 % Dolomite wurden in 3 Gruppen eingeteilt. Der Anteil der schwarzen Dolomite und der der grauen ist annähernd gleich hoch mit 25 bzw. 26 %. BODEN bezeichnet im allgemeinen beide Arten zusammen als dunkle Dolomite, und ihre Abgrenzung gegeneinander ist auch tatsächlich schwierig, da sich Übergänge zeigen. Besonders bei den kristallinen grauen Dolomiten hat man oft den Eindruck, es handle sich nur um eine schwächer gefärbte oder etwas entfärbte Varietät der dunklen Dolomite.

Die dritte Dolomitgruppe bilden die hellen Dolomite, in der braun, gelb und weiß gefärbte Dolomite zusammengefaßt sind und die auch den wesentlichsten Teil der mit den heutigen übereinstimmenden Triasdolomite umfaßt. Diese Gruppe ist mit 17 % der Gerölle am Aufbau der Nagelfluhen beteiligt.

Der Quarz überwiegt mit 2,8 % der Gerölle gegenüber den Cneisen, die nur mit 1 % vertreten sind. Der schwarze Kalk ist mit 3 % vertreten.

4.13 Die Steigbach- und die Kojenschichten

(s. Tab. 12)

In den Steigbachschichten fehlt plötzlich die intensive Rotfärbung, und gleichzeitig treten die Nagelfluhbänke stärker zurück gegenüber den jetzt grüngrauen Mergeln. Westlich des Lech fehlen Nagelfluhen in dieser Zone überhaupt, während an der Ammer weiter Schotter geliefert werden. Deren Zusammensetzung gleicht zuerst noch ganz der der Weißbachschichten. In den oberen Horizonten mischt sich jedoch gröberes Material aus Flysch- und Eozängерöllen bei. Das gröbste Material dieser nach ZÖBELEIN noch in das oberste Chatt zu stellenden Schichten liegt in den von ZEIL (1953) beschriebenen Aufschlüssen auf den Inseln des Staffelsees und an dessen Ostufer vor, wo die Probe Seehausen ausgezählt wurde. Da die gleiche Geröllfazies sich in das Aquitan hinein fortsetzt, unter weiterer Zunahme der Flysch-, jedoch Abnahme der Eozängерölle, sind die beiden aquitanen Proben Bachtel (unterstes Aquitan nach VOLLMAYR) an der Wertach und Rottenbuch (unteres Aquitan nach ZÖBELEIN) an der Ammer mit der Probe Seehausen zusammengefaßt worden.

Gegenüber den älteren Nagelfluhen ist der Flyschgehalt sehr stark angestiegen auf 28 %, worunter die Sandkalke mit 23 % vorherrschen. Das Eozän hat mit

Tabelle 12. Die Geröllzusammensetzung der Proben aus dem obersten Chatt, dem Aquitan, Burdigal und Helvet/Torton des Nesselburgfächers und die Zusammenfassung der Mittelwerte der einzelnen Stufen

Nesselburg- Fächer Gerölle 3—5 cm	Oberstes Chatt u. unt. Aquitan			Burdigal		Helvet / Torton		Zusammenfassung der Mittelwerte				
	Mittelwert			Mittelwert		Mittelwert		Rupel	unteres Chatt	oberes Chatt unteres Aquitan	Burdigal	Helvet/Torton
Sandkalk	21	41	8	23,3	56	51	41	52	1,0	23,3	56	48
Kiesalk	4	5		3	10	11	11	17		3	10	13
Sonst. F.-Kalk	1	3		1,3	3	24	36	20		1,3	3	26,7
Feinbrekzie						1		1				0,7
Sandstein					2	4	8	5			2	5,7
Flysch Summe	26	49	8	27,7	71	91	96	95	1,5	27,7	71	94
Eozän	2	6	5	4,3		1	0,5		5	4,3		0,5
Helvetikum						(1P)	(3P)	(3P)				(2P)
Cenoman	1	1	0,5	0,8					0,5	0,8		
Fleckenmergel	11	2	2	5,0	8				6,5	5,0	8	
andere Juragesteine	4	6	9	6,3	6	4	0,5	3	6	6,3	6	2,5
Triaskalke	5	7	6	6,0	4	2	0,5	1	6,5	6,0	4	1,2
Buntsandstein	2	1	2	2,0				0,5	0,5	2,0		0,2
Oberostalp. Summe	23	17	20	10,1	18	6	1	4,5	20	22,8	18	3,8
Quarz	2	2		1,3	1		1		2	1,3	1	0,3
Gneis		1	2	1,0	0,5		0,5		2,5	1,0	0,5	0,2
Schwarze Kalke	0,5	2		0,8	1	0,5			3,5	0,8	1	0,2
Sonstiges	5	2	1	2,0		0,5	1	0,5	0,7	2,0		0,7
schwarze Dolomite	14	9	23	15,3	5	1			30	15,3	5	
graue Dolomite	9	8	26	14,3	3				25	14,3	3	
helle Dolomite	18	6	15	13,0	1				10	13,0	1	
Dolomite Summe	41	23	64	42,7	9	1			65	42,7	9	0,3

4,5 % annähernd den Anteil erreicht, den es schon in den Deutenhausener Schichten hatte. Diese starke Veränderung läßt nun merkwürdigerweise die oberostalpinen Gesteine (20 %) fast unbehelligt und wirkt sich praktisch ausschließlich zu Lasten der Dolomite aus, die um 25 % auf 43 % abnehmen. Auch die schwarzen Kalke und der Quarz haben auf 1,8 bzw. auf 1,3 % abgenommen.

4.14 Das Burdigal

(s. Tab. 12)

Hier nimmt der Flysch weiter zu bis auf 71 %. Das Burdigal ist nur durch die Probe Stötten belegt, da es nur wenig konglomeratisch und schlecht aufgeschlossen ist. Wieder gehen die Dolomite am stärksten zurück auf nur noch 9 %, davon 5 % schwarze, 3 % graue und 1 % helle Dolomite. Bei den noch mit 18 % vorhandenen oberostalpinen Gesteinen haben besonders die Triasgesteine abgenommen, die nur noch mit 4 % vertreten sind, während die Juragesteine sogar leicht zugenommen haben (doch kann das durch Verwechselung mit Flyschgesteinen bedingt sein). Quarz und Gneis nehmen weiterhin ab.

4.15 Das Helvet und das Torton

(s. Tab. 12)

Die hangendsten 3 Proben entstammen der OSM. Davon dürfte die Probe Auerberg noch in das Helvet, die Proben Peißenberg und Beuerberg in das Torton gehören.

Wieder nimmt der Flysch weiter zu auf 94 %, während die Dolomite praktisch verschwinden. In der Probe Auerberg sind zwar noch bis zu 1 % Dolomite vorhanden, diese zeigen jedoch durch ihre sehr fortgeschrittene Zer-

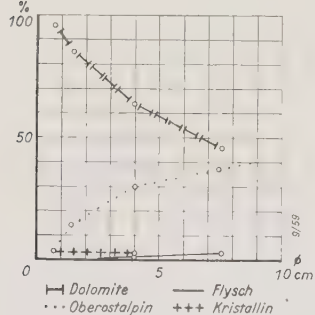


Abb. 11. Die Probe Hammerschmiede (unteres Chatt des Nesselburgfächers, östlich Murnau).

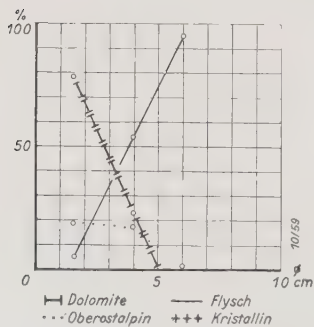


Abb. 12. Die Probe Rotténbuch (Aquitain, Nesselburgfächer).

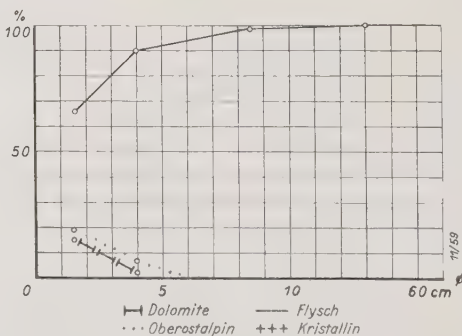


Abb. 13. Die Probe Auerberg (Helvet).

setzung — einige kann man direkt zu „Dolomitsand“ zerdrücken —, daß es sich um umgelagertes Material handelt. Einer bräunlichen Verwitterungsrinde steht oft noch ein relativ frischer Kern kristallinen, dunkelgrauen Dolomites gegenüber, die den Zusammenhang dieser zersetzten Dolomite mit den dunklen Dolomiten erkennen läßt.

Die oberostalpinen Gesteine sind noch mit 4 % vertreten. Dabei hat sich das Schergewicht dieser Gruppe weiterhin zugunsten der Juragesteine verschoben. Die Flyschgesteine sind durch einige Gerölltypen bereichert. So treten der in den tieferen Horizonten kaum angetroffene Hauptflyschsandstein (Reiselsberger Sandstein), Ölquarzit und saftig grüne Kalksandsteine auf. Auch der helvetischen Gaultfazies nahestehende Grünsandsteine treten mit bis zu 3 % auf; Quarz, Gneis und die schwarzen Kalke sind nur noch mit weniger als $\frac{1}{2}$ % vertreten.

4.16 Die Verteilung der Gerölltypen auf die Korngrößen

Genau wie im Hochgratfächer steigt die Flyschkurve stets zu den großen Korngrößen hin an, wenn der Flysch im unteren Rupel und unteren Chatt auch nur sehr schwach vertreten ist. Die Stärke des Anstiegs des Flysches und der anderen Gesteine ersehe man aus den Probendiagrammen, wobei die Probe Hammerschmiede aus dem Chatt die Probe Rottenbuch aus dem Aquitan und die Probe Auerberg aus den obersten bearbeiteten Schichten als für die verschiedenen Horizonte typischen Proben ausgewählt wurden. Die Gruppe der oberostalpinen Gesteine, entsprechend der addierten Trias- und Jurageröllkurve im Hochgratfächer, verhält sich dagegen anders als dort, da sie meist ebenfalls zu

Abb. 14. Die Probe Seehausen (oberstes Chatt, Nesselburgfächer).

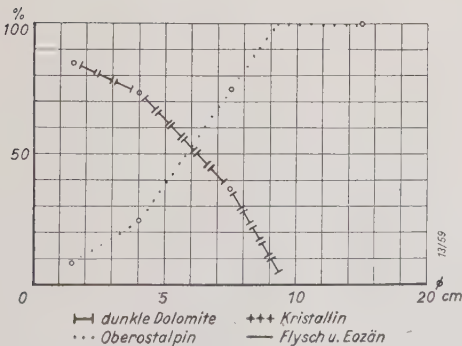
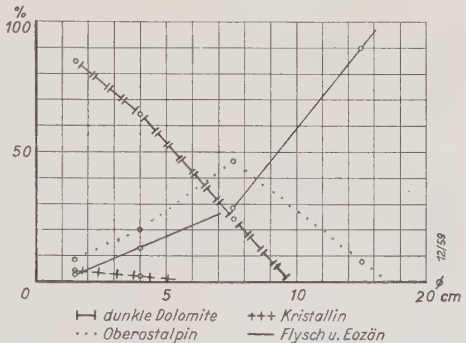


Abb. 15. Die Probe Seehausen, ohne Flysch und Eozän berechnet.

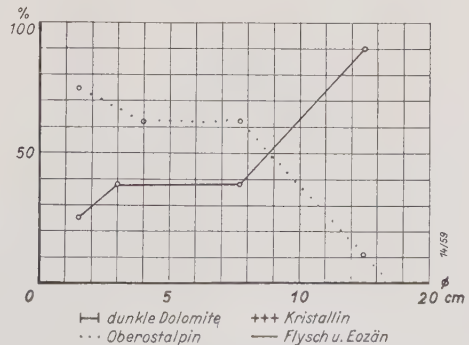


Abb. 16. Die Probe Seehausen, ohne dunkle Dolomite berechnet.

den großen Korngrößen zunimmt wie der Flysch. Diesen beiden Gerölltypen steht als wesentlichste die Gruppe der Dolomite gegenüber, die in allen Proben zu den großen Korngrößen hin abnimmt.

Danach müssen wir schließen, der Flysch habe dem Ablagerungsgebiet am nächsten gelegen, weiter südlich folgten die oberostalpinen Gesteine, während die Dolomite noch weiter im Süden angestanden hätten. Dabei stellt diese Kurve ja hauptsächlich die dunklen und grauen Dolomite dar. Würde man die noch zu der heute bekannten oberostalpinen Trias zu rechnende Gruppe von Dolomiten aus der Gruppe der gesamten Dolomite herausnehmen, würde die Kurve im selben Sinn wie bisher verlaufen, aber noch steiler werden, da die Gruppe der einigermaßen sicheren Triasdolomite der Kurve der oberostalpinen Gesteine parallel läuft, also zu den großen Korngrößen zunimmt. Ihr Anteil beträgt ungefähr 5 % in der Korngröße 1—2 cm und 10 % in der Korngröße 3—5 cm.

Da sich die Kurven in ihrem Verlauf gegenseitig stark beeinflussen, wurde die Probe Seehausen je einmal ohne Flysch und einmal ohne Dolomite berechnet (siehe Abb. 14—16). Die zwei verbleibenden Kurven müssen immer spiegelbildlich symmetrisch zueinander verlaufen. Bei fehlendem Flysch bekommen wir dieselben Kurvenbilder wie in den Weißbachschichten, in denen der Flysch ja weitgehend fehlte. Die Grundsubstanz der Schotter ist also auch im obersten Chatt und in den Kojenschichten noch dieselbe wie in den Weißbachschichten, nur wurde zusätzlich der Flysch in stark vermehrtem Maße geschüttet.

Die ohne Dolomite berechneten Kurven des obersten Chattes und unteren Aquitans zeigen dagegen annähernd die gleichen Verhältnisse wie die Kurven der gleichaltrigen Schotter des Hochgratfächers. Für den andersartigen Verlauf der Kurve der oberostalpinen Gesteine des Nesselburgfächers sind also nur die Dolomite verantwortlich. Da das Schwergewicht der dunklen Dolomite auf den kleinen Korngrößen liegt, kann die Kurve der oberostalpinen Gesteine innerhalb eines Diagrammes einen gebrochenen Verlauf erhalten (siehe Proben Seehausen und Stötten). Im Bereich der kleinen Korngrößen, in dem die dunklen Dolomite überwiegen, steigt sie an; im Bereich der großen Korngrößen, wo die Kurve der oberostalpinen Gesteine im wesentlichen nur der der Flyschgesteine gegenübersteht, fällt sie ab.

4.2 Die Frage der Herkunft der dunklen Dolomite

ist in der Literatur immer wieder erörtert worden. HAGN & ZEIL (1954) bringen eine Zusammenstellung der Ansichten der einzelnen Autoren. Es lassen sich drei Anschauungen unterscheiden:

1. Die dunklen Dolomite werden aus einer Randschwelle südlich des Molasse-troges hergeleitet (AMPFERER, BODEN, HAGN, KRAUS, WEITHOFER, ZEIL).
2. Die dunklen Dolomite werden aus der Grauwackenzone hergeleitet (CORNELIUS, WINKLER-HERMADEN, KORDIUK, TRAUB, ZÖBELEIN).
3. Die dunklen Dolomite werden einer unterdessen abgetragenen Deckeneinheit der oberostalpinen Fazies zugeschrieben (M. RICHTER).

Der ersten Anschauung können wir in keiner Weise beipflichten. Wir sahen schon, nach der Verteilung der Gerölle auf die Korngrößen entspricht den Dolomiten sogar ein noch längerer Transportweg als den oberostalpinen Geröllern. Diese Schlußfolgerung ist ziemlich eindeutig, da der Dolomit gegen die Abnutzung während des

Gerölltransportes sowohl in mechanischer (s. Tabellen 1 und 2) als auch in chemischer Beziehung eine größere Widerstandsfähigkeit besitzt als die Kalke.

Auch der Einwand, die dunklen Dolomite würden primär schon sehr kleinstückig zerfallen und daher ihr Maximum bei den kleinen Korngrößen haben, ist nicht stichhaltig. Zeigen doch die größeren Gerölle gerade der dunklen Dolomite keinerlei Anzeichen eines Kluftsystems, das nicht verheilt wäre, und ihr Widerstand gegen Zerschlagen ist sehr hoch. Damit stehen sie im Gegensatz zu dem geringen Anteil der sicheren Triasdolomite und der feinkörnigen Varietät der grauen Dolomite (die evtl. auch zur Trias zu rechnen ist), welche, angeschlagen, sofort in eine Anzahl von durch ebene Kluftflächen begrenzte Scherben zerfallen.

Außerdem gleicht sich ein Unterschied in der primären Korngröße des Verwitterungsschuttes verschiedener Gesteine während des fluviatilen Transportes weitgehend aus, so daß er im Ablagerungsraum keine wesentliche Rolle mehr spielt. Werden z. B. in den Oberlauf eines Flusses, dessen Transportkraft einer bestimmten mittleren Korngrößenverteilung entspricht, zwei verschiedene Gesteine geschüttet, von denen das eine vorwiegend grobe Blöcke, das andere überwiegend kleine Scherben liefert, so werden die letzteren wesentlich schneller (z. B. „hüpfend“) als das mittelkörnige, im Flußbett befindliche Material transportiert werden und sich erst in dem Teil des Flußlaufes in den langsameren schiebenden und rollenden Transport einordnen, dessen Korngrößenverteilung sie entsprechen. Die groben Blöcke dagegen werden solange an Ort und Stelle bleiben und den Abrieb durch das sie umfließende Material erdulden müssen, bis ihre Korngröße der von der Transportkraft des Flusses an dieser Stelle noch zu bewältigenden entspricht.

Dann sind aber auch die dunklen Dolomite die am besten gerundeten Gerölle der ganzen hier besprochenen Molasse. Das gilt auch noch, wenn man berücksichtigt, daß bei den Kalkgeröllen (z. B. des Oberostalpins) die Oberfläche durch Gerölleindrücke stark verändert wurde, die Dolomite dagegen, wegen ihrer Widerstandsfähigkeit gegen Lösung, ihre bei der Ablagerung vorhandene glatte — oft polierte — Oberfläche während der Diagenese der Nagelfluh nicht verloren haben. Außerdem nehmen die dunklen Dolomite auch in der Korngröße $1/2$ —1 cm (die im Nesselburgfächer in einigen Fällen ausgezählt wurde) und darunter weiterhin zu, unter parallel laufender Zunahme des Abrollungsgrades. Die Korngröße $1/2$ —1 cm enthält ungefähr 95 % Dolomite.

Um diesen guten Abrollungsgrad zu erklären, müßte man — wenn man behauptet, die dunklen Dolomite stammten von einer Schwelle zwischen Molasse und Flysch — annehmen, sie seien mehrmals umgelagert worden, wie es auch von HAGN & ZEIL (1954 S. 570) ausgeführt wird. Dagegen spricht jedoch die große Einheitlichkeit des abgelagerten Materials über große Zeiträume und Gebiete.

Außerdem werden von den betreffenden Autoren nicht nur die Dolomite, sondern auch die Quarz- und Kristallingerölle von dieser Schwelle bezogen (E. KRAUS 1951 b, S. 284: „Südgermanische Dolomit-Kristallin Schwelle“ und BODEN 1926). Bei diesen Geröllen läßt sich die Kurve der Verteilung auf die verschiedenen Korngrößen nicht auswerten, da der Anteil dieser Gerölle zu gering ist und ihre Widerstandsfähigkeit gegen die Abrollung eine ganz andere ist als die der karbonatischen Gesteine. Ihrer guten Rundung wegen kann man aber auch bei ihnen einen längeren Transport annehmen. Außerdem zeigt das Verhältnis von Quarz zu Gneis, in dem der Quarz meist etwas überwiegt, daß schon eine starke Auslese der widerstandsfähigeren Gesteine stattgefunden hat, da ja im ursprünglichen Kristallgebiet die Quarzgänge sicher zurücktraten.

Im Hochgratfächer ist das Verhältnis Gneis zu Quarz normaler, obwohl es sich hier um einen sauren Granitgneis handelt. Der Gneisgehalt beträgt hier rund das Fünffache des Quarzgehaltes.

Diese Zusammenhänge erwähnte z. T. schon CORNELIUS (1923, S. 6) als der erste Bearbeiter der Molassegerölle dieses Gebietes und lehnte es ab, den Ursprung der kristallinen Gesteine in einer Schwelle zwischen Alpen und Molasse zu sehen.

Es läßt sich noch ein Grund gegen die Schwellentheorie anführen, der zwar keinerlei Beweiskraft besitzt, aber dem in der Meinungsbildung über geologische Objekte nie ganz auszuschließenden Weg der „geringsten Umstände“ entspricht. D. h. man schließt sich — bis zum Beweise des Gegenteiles — der Anschauung an, die die wenigsten Hilfsvorstellungen benutzt. Nun haben wir sowohl in den oberostalpinen Decken wie in der Grauwackenzone auch heute noch große Dolomitmassen (in den ersteren recht dunkle und graue Varietäten, in den letzteren auch ausgesprochen schwarze Dolomite). Es erscheint daher unnütz — wenn das Material es nicht unbedingt erfordert — ein weiteres, völlig hypothetisches Dolomitvorkommen zwischen Flysch und Molasse anzunehmen, das den großen Anteil der Dolomite zwischen Iller und Salzach vom Rupel bis in das Burdigal hinein geliefert haben soll. Schließlich werden wir im Kapitel über die Paläogeographie bemerken, daß uns für eine derartige Schwelle einfach der Platz fehlt.

Lieferte uns die Schotteranalyse solides, gegen die Schwellentheorie sprechendes Material, so liefert sie uns für die Entscheidung zwischen der zweiten (Grauwackenzone) und der dritten Anschauung (oberostalpine Decken) nur sehr wenig Anhaltspunkte.

Betrachten wir die Begleitgesteine der dunklen Dolomite, so fehlen nach der heutigen Gesteinsverteilung in der Grauwackenzone, an der die dunklen Dolomite ja nur einen geringen Anteil haben, eine wesentliche Anzahl von Gesteinen dieser Zone in der Molasse (oder kommen nur sehr selten vor), während die oberostalpine Trias ziemlich vollständig vertreten ist.

Darüber hinaus scheinen die Triaskalke im Verhältnis zu den Juragesteinen gegenüber dem Hochgratfächer sogar reichlicher aufzutreten. Die Weißbachschichten des Hochgratfächers enthalten nämlich nur rund 4 % Triasgesteine (außer den Dolomiten) gegenüber 60 % Juragesteinen. Die Weißbachschichten des Nesselburgfächers enthalten Jura- und Triasgesteine annähernd zu gleichen Teilen mit je 10—12 %. Gegenüber dem Verhältnis Trias/Jurasgesteine im Hochgratfächer haben sich die Triasgesteine im Chatt des Nesselburgfächers um rund das 12fache vermehrt. (Ihr Prozentgehalt ist doppelt so hoch wie im Hochgratfächer, der Gehalt an Juragesteinen beträgt jedoch nur $\frac{1}{6}$ des Gehaltes im Hochgratfächer.)

Aber auch der Anteil der sicher aus der Grauwackenzone stammenden Gerölle hat sich im Nesselburgfächer gegenüber den westlicheren Fächern vermehrt. So kommen derartige Gesteine im Chatt des Hochgratfächers nur mit 0,1 %, im Nesselburgfächer jedoch mit 1—3 % vor. Man kann hierher die Quarzphyllite (zu den Gneisen gerechnet) und die roten und grauen Bänderkalke rechnen.

Das sagt uns aber auch nur, das Haupteinzugsgebiet des Nesselburgfächers im Chatt lag südlicher als das des Hochgratfächers, da der Flysch fast fehlt, die Grauwackenzone jedoch etwas reichlicher vertreten ist als im Hochgratfächer. Für die Entscheidung zwischen der 2. und 3. Möglichkeit der Herkunft der dunklen Dolomite gibt es keinen sicheren Hinweis.

Diese Frage kann nur der Vergleich der Gerölle mit dem Anstehenden entscheiden, der petrographisch und chemisch durchgeführt wurde. Es zeigte sich eine völ-

lige Verschiedenheit der Dolomitgerölle und der heute anstehenden Dolomite der Grauwackenzone.

Der wesentliche Unterschied, der sowohl in den Dünnschliffen wie in den chemischen Analysen zum Ausdruck kommt, ist der ausgeprägte Kieselsäure- und Erzgehalt der dunklen Dolomite der Grauwackenzone, der den übrigen Dolomiten völlig fehlt. Die Tabelle der chemischen Analysen auf S. 108 bringt das deutlich zum Ausdruck. Bei den Analysen Nr. 1—13 handelt es sich um Molassegerölle vor allem des Nesselburgfächers, die Gesteine der Analysen 14, 15 und 16 sind normale, heute anstehende Dolomite der oberostalpinen Trias, während die Analysen 17—20 an Dolomiten der heutigen Grauwackenzone durchgeführt wurden.

Die Dolomitgerölle der Molasse bleiben in ihrem Fe_2O_3 - und SiO_2 -Gehalt unter 1 %. Die Dolomite der Grauwackenzone enthalten dagegen über 3 % (bis 5,2 %) Fe_2O_3 und ebenfalls über 3 % (bis 23 %) SiO_2 . Die Triasdolomite entsprechen in ihren Werten im wesentlichen den Dolomitgeröllen, nur bei der Analyse 16 ist der Fe_2O_3 -Gehalt mit 1,77 % und der SiO_2 -Gehalt mit 1,4 % erhöht. Mangan kommt spurenweise in allen drei Gruppen vor. Die Unterschiede im CaO -, MgO - und CO_2 -Gehalt sind nicht wesentlich, sie lassen sich auf den erhöhten Gehalt an Fe_2O_3 und SiO_2 der Dolomite der Grauwackenzone zurückführen, der den Prozentgehalt der anderen Stoffe erniedrigt. Die Analysen 17 und 18 scheinen allerdings MgO etwas reichlicher zu enthalten. Bei der Analyse 14 handelt es sich um eine Raibler Rauhwacke, also einem sehr unreinen Dolomit mit etwas höherem Kalk- und daher geringerem Magnesiumgehalt.

Sprechen diese Analysen gegen die Herkunft der Gerölle aus der Grauwackenzone, so kann man sie für die andere Anschauung der Herkunft aus der oberostalpinen Trias nur soweit benutzen, als kaum eine andere Möglichkeit übrigbleibt. Beweisend für eine Übereinstimmung der Dolomitgerölle mit den Triasdolomiten sind sie nicht. Denn die Eigenheiten, die ihnen gegenüber den Dolomiten der Grauwackenzone fehlen (der Fe - und SiO_2 -Gehalt), sind ja für Dolomite seltenere Eigenheiten, die auch beliebigen anderen Dolomit-Typen meist fehlen würden.

Außerdem ist der Habitus der dunklen Dolomitgerölle ein anderer als der der heutigen Triasdolomite. Wenn wir aber eine andere Dolomitfazies der oberostalpinen Trias annehmen wollen, die unterdessen abgetragen worden sei, so müssen wir diese Möglichkeit auch für die Grauwackenzone in Betracht ziehen. Schließlich könnte man auch als Argument für die Anschauung, die Dolomite würden aus der Grauwackenzone stammen, noch die Möglichkeit anführen, das Eisen und die Kieselsäure seien den Dolomiten der Grauwackenzone erst postaquitan zugeführt worden, jedoch lassen sich dafür kaum Anhaltspunkte finden.

So muß eine Entscheidung der Frage, ob die dunklen Dolomite der Grauwackenzone oder der oberostalpinen Trias entstammen, hier noch offengelassen werden.

Eine Klärung der Herkunft der dunklen Dolomite können vielleicht genaue Untersuchungen und Vergleiche der Farbstoffe der verschiedenen dunklen Dolomite bringen. An rund 2 kg Geröllen dunkler Dolomite aus der Molasse (Analyse Nr. 13) wurde im Laboratorium der PREUSSAG versucht, den Farbstoff genauer zu kennzeichnen. (Unter dem Mikroskop ist von ihm nur sehr selten, z. B. auf kleinen Bewegungsbahnen, etwas zu sehen.) Die färbende Substanz ist zu etwa 0,038 % im Dolomit enthalten und an die 0,33 % des im Salzsäure unlöslichen Rückstandes gebunden. Dr. GREVE schreibt darüber:

Die Tatsache, daß die dunkle Farbe bei Behandlung des Rückstandes mit Kaliumdichromat-Schwefelsäure unter Freiwerden von Kohlendioxyd verschwindet, während dies bei

der Behandlungn mit Schwefelsäure allein oder auch mit Königswasser nicht der Fall ist, deutet mit ziemlicher Sicherheit darauf hin, daß die dunkle Farbe durch einen organischen Stoff verursacht wird. Beim Glühen des Rückstandes verschwindet die dunkle Färbung ebenfalls. Der Rückstand wurde aus diesem Grunde zunächst einer Verbrennung im Sauerstoffstrom unterworfen. Dabei zeigte es sich, daß die anfärbende organische Substanz offenbar nicht ganz einheitlicher Natur ist, da die aus zwei verschiedenen Proben isolierten Rückstände etwas verschiedene Elementar-Analysen ergaben. Nachstehend ist die Analyse des zuerst untersuchten Rückstandes aufgeführt:

Asche	87,36 %
C	8,84 %
H ₂	0,85 %
S	2,10 %
O ₂	0,85 %
N ₂	neg.

Es zeigt sich, daß nur 12,64 % des unlöslichen Rückstandes bei der Verbrennung flüchtig sind. Der unverbrennbare Rückstand scheint im wesentlichen aus Kieselsäure zu bestehen. Genauer untersucht wurde er nicht. Der Schwefel ist in dem unlöslichen Rückstand offenbar nur zum geringen Teil in Form organischer Verbindungen enthalten, da er hier zu 95 % mit Schwefelkohlenstoff extrahierbar ist. Gleichzeitig gehen auch kleinere Mengen einer organischen Verbindung mit in den Schwefelkohlenstoff über, während die Hauptmenge weder in Schwefelkohlenstoff noch in den von uns weiterhin erprobten Lösungsmitteln löslich ist. Betrachtet man den verbrennbaren Anteil des unlöslichen Rückstandes für sich und zieht davon außerdem den mit Schwefelkohlenstoff extrahierbaren Schwefel ab, so ergibt sich für diese organische Substanz folgende Elementarzusammensetzung:

C	83,08 %
H ₂	7,99 %
S	0,94 %
O ₂	7,99 %

Diese Werte zeigen, daß das Kohlenstoff-Wasserstoffverhältnis (10,4 : 1) zwar größer als z. B. bei den Destillationsrückständen aus der Erdöldestillation ist, wo es etwa 8 : 1 beträgt, aber doch erheblich kleiner als bei Steinkohle, wo es sich auf etwa 16 : 1 beläuft. Dementsprechend ist es auch nicht verwunderlich, daß ein kleiner Teil des Rückstandes in Schwefelkohlenstoff löslich ist.

4.3 Die Entstehung des Nesselburgfächers

Die Ausführungen im Abschnitt über die Entstehung des Hochgratfächers gelten auch hier. Ihr Ergebnis wird durch die im Bereich des Nesselburgfächers gut mögliche Beurteilung der Fauna, wie die Ausführungen von ZÖBELEIN (1951 S. 46 f.) u. a. zeigen, noch bekräftigt. Er stellte im Chatt und Aquitan des Ammerprofils der Rotenbucher Mulde brackische und sogar einige marine Horizonte innerhalb der USM fest, die sowohl nach Norden wie nach Osten an Mächtigkeit zunehmen, auf Kosten der limnischen Anteile des Profils.

Während im Hochgratfächer durchgehend Schotter sedimentiert wurden, zeigt der Nesselburgfächer bedeutendere Unterbrechungen seiner Schotterführung, nämlich — abgesehen von den Tonmergelschichten, die stets ohne Geröllführung auftreten — im oberen Chatt und im oberen Aquitan. Auch im Burdigal ist die Geröllführung äußerst gering gegenüber der des Hochgratfächers. Daraus darf aber nicht der Schluß gezogen werden, geringe Geröllführung entspreche geringer Absenkung des Molassebeckens bzw. geringer Hebung des Hinterlandes. Die feinkörnigen Sedimente der

genannten Horizonte haben annähernd die gleiche Mächtigkeit wie z. B. im Hochgratfächer die konglomeratischen Sedimente. Die Absenkung war also annähernd gleich groß.

Die wahrscheinlichste Erklärung für die zeitweise geringe Geröllführung des Nesselburgfächers scheint mir in einer Transgression zu liegen. Da wir es bei den Schottern mit Sedimenten aus dem Grenzbereich Fluß–Seebecken zu tun haben, genügt eine ziemlich geringfügige (5–10 km) Strandverschiebung nach Süden, um an einem bestimmten Punkt nur Sandsteine und Mergel statt Konglomerate erscheinen zu lassen, also eine sehr augenfällige Erscheinung hervorzurufen, während in küstenfernen Sedimenten — die ja den größeren Teil aller überlieferten Sedimente ausmachen — ein so geringes Ausmaß einer „Transgression“ sich nicht bemerkbar machen würde.

Eine Besonderheit des Nesselburgfächers ist seine große Breite von 75 km im unteren Chatt. Da jedoch in der gesamten Erstreckung die Weißbachschichten gut abgeschlossen sind, sich weder die Geröllzusammensetzung noch die Korngröße noch der Abrollgrad ändern, die Konglomerate schließlich über die ganzen 75 km ununterbrochen zusammenhängen, stellt der Nesselburgfächer im unteren Chatt unbedingt einen einheitlichen Fächer dar. In höheren Stufen, vor allem im Helvet und Torton, ist diese Einheitlichkeit des Fächers jedoch nicht gesichert. Da im allgemeinen ein Fächer proportional zur Stärke seiner Schotterführung auch morphologisch hervortritt, wurden von WEITHOFER der Auer Berg-Komplex, der Peißenberg und der Tischberg (bei Beuerberg) als drei getrennte Fächer aufgefaßt.

Die Geröllführung dieser drei Fächer ist sehr einheitlich, was jedoch über ihre Zusammengehörigkeit nichts aussagt, da im Helvet/Torton alle Fächer zwischen Rhein und Salzach (außer dem Hochgratfächer) die gleiche Geröllzusammensetzung mit über 95 % Flyschgeröllen aufweisen (siehe z. B. das Helvet und Torton des Pfänderfächers in dieser Arbeit). Das ist nur ein Zeichen der im Helvet/Torton sehr gleichartigen Zusammensetzung der Herkunftsgebiete.

Nun wurde die Senke zwischen dem Auer Berg und dem Peißenberg aber im Pleistozän vom Lechgletscher ausgefüllt, so daß die Regel über die Entsprechung zwischen Schotterführung und Morphologie hier nicht ohne weiteres angewandt werden kann. Die Aufschlüsse am Lech — schon von BODEN (1925, S. 446 ff.) beschrieben — führen ebenfalls Konglomerate gleichen Alters und gleicher Zusammensetzung wie im Auer Berg und im Hohen Peißenberg. Diese beiden Konglomeratvorkommen hängen also zusammen und sind wohl als ein Fächer aufzufassen, der morphologisch durch den Lech in zwei Teile geteilt wurde. Das Verhältnis dieser Teile zum Tischberg (bei Beuerberg) konnte mangels verbindender Aufschlüsse nicht geklärt werden.

Die Korngröße der Gerölle der Vorlandsmolasse ist von der Gegend nördlich des Auer Berges bis nach Beuerberg annähernd die gleiche und reicht bis 25 cm mittleren Durchmessers. Nur an einer Stelle, nämlich am Auer Berg, der — wie VOLLMAYR feststellte — der Peißenberger Mulde angehört, sind gleichaltrige Konglomerate auch in der gefalteten Molasse erhalten. Wie zu erwarten, sind diese Konglomerate wesentlich gröber als die gleichaltrigen nördlicher gelegenen. Die Korngröße der einzelnen Gerölle reicht bis zu 50 cm, ja sogar bis zu 70 cm mittleren Durchmessers des Einzelkörpers.

Das erscheint zunächst aber merkwürdig. Haben doch die Flyschgerölle des ungefähr 15 km südlicher zur Ablagerung gekommenen Chattes, das doch dem Flyschbereich wesentlich näher abgelagert wurde, eine geringere Korngröße. (Die anderen Gerölltypen sind nicht vergleichbar, da das Helvet/Torton je 95 % Flysch enthält.) Die gleiche Erscheinung liegt im Hochgratfächer vor, wo die Flyschgerölle des Torton

annähernd die gleiche Korngröße aufweisen wie in den 20—25 km südlicher, in unmittelbarer Nähe des heute anstehenden Flysches, abgelagerten chattischen Nagelfluhen (und auch wie die Flyschgerölle des Aquitans am Vorderen Prodel und des Burdigals am Hauchenberg), obwohl die chattischen Nagelfluhen selbst nach Norden so rasch feinerkörnig werden, daß sie schon 10 km nördlicher (vor der Faltung gerechnet) in Sandsteine übergegangen sind.

Diese Tatsachen bewegten E. KRAUS (1951, S. 250) dazu, anzunehmen, der Flysch sei während des Burdigal deckenartig beträchtlich über den südlichen Teil der Molasse hinweggeschoben worden, so daß die Entfernung von Ablagerungs- und Abtragungsgebiet im Helvet/Torton annähernd die gleiche geblieben sei wie im Chatt.

Es zeigt sich jedoch eine Möglichkeit, diese Erscheinung zwanglos zu erklären, wenn die Entstehung der Schuttfächer wie in dem Kapitel über die Entstehung des Hochgratfächers gedeutet wird. Danach bauen die Flüsse ihre Fächer immer weiter nach Norden und verschieben damit ihre Mündungen und ihren fluviatil-terrestrischen Bereich in gleicher Richtung. Ein fluviatil-terrestrischer Gerölltransport über 20 km hat jedoch nur eine geringfügige Kornverkleinerung zur Folge; die Hauptablagerung findet erst wieder an der weiter nach Norden verschobenen Flußmündung und erst nördlich dieser wieder die rasche Abnahme der abgelagerten Korngröße statt.

Es muß noch kurz auf zwei aus dem Rahmen fallende Proben im Bereich des Nesselburgfächers hingewiesen werden, die Proben Penzberg und Tölz. Auf diese beiden Fundpunkte wies mich dankenswerterweise Herr Prof. SCHMIDT-THOMÉ hin. Die erste gehört dem Rupel, die zweite dem Burdigal an. Diese Proben haben einige Gemeinsamkeiten: beide gehören marinen Horizonten an, es handelt sich bei beiden nur um geringmächtige Geröllvorkommen (Penzberg ungefähr 1 m, Tölz annähernd 0,2 m), beide liegen am E-Rand des Nesselburgfächers und beide bestehen fast nur aus sehr gut abgerollten Kieselgesteinen, und zwar die Probe Penzberg vorwiegend aus Gangquarz und die Probe Tölz zu 100 % aus Hornstein mit Kieselkalk-Resten. Es sind also ausgesprochene Restschotter. Da beide Gerölltypen auch Gemengteil der gleichaltrigen Schichten des Nesselburgfächers sind, liegt die Annahme auf der Hand, es handle sich um den Rest durch Küstenversatz nach E abgedrifteter Gerölle des Nesselburgfächers.

5. Der Pfänderfächer

Dieser westlichste Fächer des hier beschriebenen Gebietes wird zuletzt besprochen, da es im Chatt nicht völlig sicher ist, ob es sich um einen selbständigen Fächer handelt oder nur um eine Mischfazies einer eigenen Schüttung mit den westlichen Ausläufern des Hochgratfächers oder mit den östlichsten Ausläufern des westlich des Rheines gelegenen Fächers. Um die letztere Möglichkeit zu klären, hätte die Gegend westlich des Rheines in die Untersuchung einbezogen werden müssen. Eine Vermischung mit dem Hochgratfächer ist nicht sehr wahrscheinlich, da die Nagelfluhen des Hochgratfächers zum überwiegenden Teil schon östlich der Bregenzer Ach auskeilen. Das Auftreten des Riesenkonglomerates mit derselben Zusammensetzung der Korngröße 3—5 cm wie die übrigen chattischen Proben des Pfänderfächers spricht dafür, daß es sich um einen eigenen Fächer handelt. Vom Burdigal an ist die Selbständigkeit des Pfänderfächers gesichert.

Der Pfänderfächer liegt zwischen Rhein und Bregenzer Ach im S bzw. zwischen Bodensee und Rotach im N. Der Südrand der Molasse ist durch eine Linie gegeben,

die von Dornbirn im W auf Egg an der Bregenzer Ach zuläuft. Die Nordgrenze der gefalteten Molasse verläuft die Straße von Dornbirn nach Bregenz ungefähr in der Mitte zwischen den beiden Orten Schwarzach und Rickenbach und zieht dann über Ober Bldheim nach E, wo sie nördlich Bolzenau (in der Mitte zwischen Weißbach- und Rotachmündung) die Bregenzer Ach schneidet. Im Pfänderfächer hat die Zone der Subalpinen Molasse mit nur 4 km ihre geringste Breite; während sie im Hochgratfächer bis zu 17 und westlich des Rheines 7 km Breite einnimmt. Die wesentlichste Bearbeitung des Gebietes in paläontologischer, stratigraphischer und tektonischer Beziehung ist die Gemeinschaftsarbeit von ARN. HEIM, E. BAUMBERGER & H. G. STEHLIN (1928).

Die gefaltete Molasse Voralbergs besteht nach dieser Arbeit im wesentlichen aus der Synklinale von Maltach, die durch einen kleinen Sattel zweigeteilt ist (s. Fig. 12 in ARN. HEIM u. Mitarb.) im Süden und der nördlich davon gelegenen Schuppe von Alberschwende, wiederum nördlich davon liegt die Antiklinalzone von Inngrünz, deren S. Schenkel schon der Voralbermolasse angehört. Reste einer weiteren Mulde südlich der Synklinale von Maltach sind als solche nicht ganz gesichert. Hierhin würde das Riesenkonglomerat (s. w. u.) gehören.

Nagelfluhen enthalten im Pfänderfächer die Bausteinzone, das Chatt, das Burdigal, Helvet und Torton. Einen wirklich ausgeprägten Fächer mit bedeutender Schotterführung stellt der Pfänderfächer erst vom Burdigal an aufwärts dar. Über die Anzahl der auftretenden Nagelfluhbänke gibt die Tabelle 3 Auskunft. In den Bausteinschichten — entsprechend den „Eggschichten“ bei ARN. HEIM u. Mitarb. (1928) — tritt eine sehr kräftige Nagelfluhbänk von rund 40 m Mächtigkeit auf. Diese gehört aber sowohl ihrem Geröllgehalt, wie ihrem Auftreten nach noch zum Hochgratfächer. Erst die chattiachen Nagelfluhbänke zeigen einen starken Unterschied ihrer Zusammensetzung gegenüber dem Hochgratfächer und sind auch deutlich von dessen Nagelfluhbänken abgesetzt.

Die regionale Verteilung der Nagelfluhen entspricht der der anderen Fächer. Sie sind in den südlichen Zonen, in denen eine Stufe jeweils noch vorhanden ist, am häufigsten und größten ausgebildet. So enthält der Südflügel der Synklinale von Maltach die meisten Nagelfluhbänke, während sie in der Schuppe von Alberschwende und in der Zone von Inngrünz praktisch fehlen. Das größte westlich des Rheines in der Molasse auftretende Konglomerat im Mühlbach nordwestlich Beien (westlich Schwarzenberg, Voralberg) mit Blöcken bis 1 1/2 m Durchmesser (s. Taf. I, Fig. 2) wird von ARN. HEIM u. Mitarb. (1928) einer gewanderten, südlich der Synklinale von Maltach gelegenen Schuppe zugeschrieben. (Es scheint jedoch die Möglichkeit nicht ausgeschlossen, daß es sich bei dem Riesenkonglomerat um ein Äquivalent der Dentenhäuser Schichten handelt, das dann noch der Synklinale von Maltach angehören würde.)

5.1 Die Geröllführung des Pfänderfächers (s. Tab. 13)

Die Schotter der USM zeichnen sich im Pfänderfächer durch ihren hohen Flyschgehalt aus. Der Mittelwert der 4 chattiachen Proben (Kehlen, Bödele, Riesenkonglomerat und Egg) beträgt 75,5 %, wovon 40 % Sandkalke, 19 % Kieselkalke, 4 % Sandsteine, 1 % Feinbrekzie und 11 % andere Flyschgesteine sind. Die Gerölltypen sind die gleichen wie im Hochgratfächer. Die ostalpinen Gesteine sind mit rund 23 % vertreten, und zwar 18 % Jura-Gesteine (5 % Aptychenkalke, 9 % Fleckenmergel,

0,2 % Radiolarit und 4 % andere Jura-Gesteine), 4 % Triasgesteine (2 % Triaskalke und 2 % Triasdolomite) und 1 % Eozängerölle. Dazu kommen noch 1,2 % fraglicher helvetischer Grünsandstein und 0,2 % kristalline Gerölle. Dabei entspricht das Riesenkonglomerat in der Zusammensetzung einer Korngröße von 3—5 cm den übrigen Konglomeraten des Chatt des Pfänderfächers, was sehr für die Eigenständigkeit des Pfänderfächers auch im Chatt spricht, da ja das Riesenkonglomerat weder zum Hochgratfächer noch zu dem Fächer westlich des Rheines gehören kann.

Im Bereich des Aquitans wurden nur an einer Stelle, im Tobel nördlich Bildstein, durch den Hinweis von Herrn S. FUSSENEGGER (Dornbirn), mehrere Blöcke eines Konglomerates im Bachbett (nicht im Anstehenden) gefunden. Das Konglomerat enthält sehr viele feine Bestandteile und ist daher sehr fest verbacken, so daß nur 33 Gerölle ausgezählt werden konnten. Die Probe ist also sehr ungenau. Es fanden sich 15 % oberostalpine und 85 % Flyschgerölle.

Tabelle 13. Die Zusammensetzung der Proben des Pfänderfächers
(Da von Vorarlberg keine Karte mit GAUSS-KRÜGER-Netz zur Verfügung stand, sind die Koordinaten dieser Proben z. T. ungenau.)

Pfänder- Fächer (Gerölle 3—5 cm)	Chatt					Aquitans		Burdigal / Helvet Torton					
	R 35 57 25 H 52 53 75	R 35 60 00 H 52 54 00	R 35 63 60 H 52 54 15	R 35 67 00 H 52 55 70		R 35 57 50 H 52 56 00	R 35 59 62 H 52 62 40	R 35 59 85 H 52 62 65	R 35 58 50 H 52 64 10	R 35 60 00 H 52 63 40	R 35 63 80 H 52 67 35	R 35 65 48 H 52 70 42	
	Kehlen	Bödele	Riesen- kongl.	Egg	Mittelwert	Bild- stein	Wirta- tobel 1	Wirta- tobel 2	Pfänder	Wirta- tobel 3	Kessel- bach	Schalken- ried	Mittelwert
Sandkalk	47	33	31	49	40			60	59	50			56
Kieselskalk	12	25	13	26	19			26	8	23			18
Sonstige Kalke	10	7	9	10	9			8	16	15			13
Feinbrekzie	3		1	1	1				1	3			1
Sandstein	2	1	13	1	4			3	8	4			5
Quarzit		3	5		2				5	0,5			2
Summe	74	69	72	87	75,5	85	96	97	97	95	96	96	96
Helvetikum ?		3	2	(3)	1,2								
Eozän	2	1	2		1,2								
Obere Kreide									1/2				0,1
Aptychenkalk	4	7	6	3	5			1	2	3			2
Fleckenmergel	9	13	8	5	8,9			0,5	0,5	1			0,7
Radiolarit		1			0,2			0,5					0,1
andere Juragesteine	3	4	7	3	4,2			1	0,5	1			0,8
Summe	16	25	21	11	18,2	15	4	3	3	5	4	4	3,6
Triaskalke	1	2	2	2	2			0,5		0,5			0,3
Triasdolomite	7				2								
Summe	8	2	2	2	3,5								
Gneis					0,2				(0,02)				

Im übrigen besteht das Aquitan aus einer rund 1600 m mächtigen Folge von Mergeln und sogenanntem granitischem Sandstein (wegen seines Gehaltes an rötlichen Feldspatkörnern). Dieser granitische Sandstein stellt sicher die feinkörnige Fazies eines Geröllfächers mit kristallinen Geröllen dar. Da eine Geröllführung im Aquitan des Pfänderfächers kaum erhalten ist, das eine Vorkommen aquitaner Nagelfluh jedoch kein Kristallin führt, wird das Herkunftsgebiet des granitischen Sandsteins im W gesucht. Jedoch leiten verschiedene Autoren den granitischen Sandstein von verschiedenen Fächern ab.

Während HABICHT (1945, S. 3) ihn vom Hohe-Rhone-Fächer (südwestlich Züricher See) und H. FÜCHTBAUER (1954, Abb. 2 c) vom Napffächer (westlich Vierwaldstätter See) herleiten, faßt ihn BÜCHI (1950, S. 22) als feineres Schüttungsäquivalent der Gäbris-Nagelfluhen (westlich des Rheines) auf. Jedenfalls ist der granitische Sandstein des Pfänderfächers aus dem W zu beziehen. Er tritt im Pfänderfächer nur in der nördlichsten Zone auf, die schon zu der im S aufgebogenen ungefalteten Molasse gehört.

Hier muß kurz bemerkt werden, daß der Begriff granitischer Sandstein nicht völlig einheitlich definiert ist, was zu gewissen Unklarheiten führen kann und zum Teil schon geführt hat. Er bezeichnet einmal eine Fazies, nämlich einen Kalksandstein mit rötlichen Feldspäten, aber er hat auch einen stratigraphischen Sinn, da der Begriff im wesentlichen nur auf die granitischen Sandsteine des Aquitans — d. h. des oberen Teiles der USM — angewandt wird, obwohl auch im Burdigal zum Teil die gleiche Sandsteinfazies auftritt. Nun wird jedoch darüber hinaus noch der Begriff Granitische Molasse (= Molasse mit granitischem Sandstein) = Napfschüttung gesetzt. Das mag für den von LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953) untersuchten Bereich südlich der Donau zutreffen, nicht jedoch für den alpennahen Bereich des Hochgrat- und Nesselburgfächers. Denn um dorthin zu gelangen, müßte die sandige Napfschüttung die Grobschüttung mindestens dreier aus den Alpen kommender Fächer „durchbrochen“ haben. Außerdem schließt FÜCHTBAUER (1954) in seiner Abb. 2 c diese Möglichkeit selbst aus, indem er eine scharfe Grenze der Südschüttungen und der axialen „Napfschüttung“ betont und diese Grenze nördlich von Memmingen und südlich von Augsburg hindurchziehen läßt, das sind fast 50 km N des hier besprochenen Gebietes. Schließlich beginnt ja gerade im Hochgratfächer im Aquitan die Schüttung von Gneisgeröllen. Der Feldspatgehalt der Sandsteine des oberen Aquitans des Hochgratfächers könnte also eventuell aus diesen bezogen werden. Da der Feldspatgehalt der Sandsteine im Norden des Hochgratfächers erst während des Aquitans beginnt und nach oben hin noch zunimmt, wird der Zusammenhang mit den sich ähnlich verhaltenden Gneisgeröllen noch wahrscheinlicher.

Eines muß demnach unterbleiben: Entweder man definiert die Granitische Molasse nicht von der Aare bis zum Lech in der Subalpinen und Vorlandmolasse als einheitliche Schüttung oder man spricht im Aquitan des subalpinen Bereiches des Hochgrat- und Nesselburgfächers nicht mehr von Granitischer Molasse, trotz der darin enthaltenen Feldspatsandsteine.

Die Geröllführung wird im Burdigal wieder lebhafter. Sie setzt gleich mit 96 % Flyschgeröllen ein, reicht mit der gleichen Geröllzusammensetzung bis in das Torton und wird sehr bedeutend. Diese Sedimente erreichen im Pfänder (1064 m) ihre höchste morphologische Aufragung (Bodensee 395 m). Die Korngröße beträgt vom oberen Burdigal an bis zu 25 cm Durchmesser.

Im oberen Burdigal wie im Helvet und Torton ist der Fächer ganz klar vom Hochgratfächer abgesetzt und die Nagelfluhfazies beider Fächer berührt sich nirgends, da die Nagelfluhen schon auskeilen, bevor sie die Grenze beider Fächer (der Rotach und deren gedachten Verlängerung nach NNE auf Eglofs zu) erreichen.

Im Aquitan reichen die Nagelfluhen des Hochgratfächers etwas weiter westlich. Von den annähernd 12 aquitanen Nagelfluhen der Salmaser Mulde am Staufen, von denen zwischen Doren und Halden — nördlich der Weißach in Vorarlberg — noch 6 vorhanden sind, überqueren nur noch zwei die Bregenzer Ach, keilen jedoch einige hundert Meter westlich dieser ebenfalls aus.

Der Flyschgehalt von 96 % unterscheidet den Pfänderfächer deutlich vom Hochgratfächer mit 69 % Flyschgeröllen im Helvet und Torton, ist aber derselbe, wie er auch im Auerberg, Hohen Peißenberg und Tischberg (bei Beuerberg SW des Würmsees) angetroffen wird. Außerdem fehlen dem Pfänderfächer noch die Granitgneise des Hochgratfächers. Nur in sehr guten Aufschlüssen findet man gelegentlich den hellen Granitgneis, der auch im Hochgratfächer auftritt. So z. B. in der Schutthalde unterhalb des Straßentunnels östlich vom Wirtatobel (an der Straße Langen—Bregenz). Diese Halde stammt von den Sprengungen beim Tunnelbau und man kann recht gut einige tausend relativ frische Gerölle überblicken, wobei ein Granitgneis sofort auffällt. Es wurden zwei derartige Gerölle gefunden, was ungefähr einem Granitgneis auf 5000 Gerölle entspricht, also ungefähr 0,02 %.

Die Flyschgerölle verteilen sich auf die Gesteinsgruppen Sandkalke 56 %, Kieselkalke 19 %, Sandsteine 2 %, glaukonitischer Kalksandstein 4 %, Ölquarzit 2 % und Feinbrekzie 0,2 %, sonstige Flyschkalke 13 %. Bei den 4 % Jura-Gesteinen fällt der geringe Anteil an Fleckenmergeln (0,7 %) auf gegenüber den Aptychenkalken (2 %), während das Verhältnis sonst immer umgekehrt war. Radiolarit ist mit 0,3 % vertreten, andere Jura-Gesteine mit 0,8 % und Triaskalke mit 0,3 %. Triasdolomite wurden in den Proben nicht beobachtet. Der Flyschgehalt ist mit 95—96 %, sowohl hier wie im Nesselburgfächer, eher um 1—3 % zu niedrig als zu hoch angegeben.

Das chattische Riesenkonglomerat schließt sich in seiner Zusammensetzung der üblichen Korngrößen bis 25 cm den anderen gleichaltrigen Konglomeraten des Pfänderfächers an. In den größeren Korngrößen dagegen (bis 1,5 m) verschwinden alle oberostalpinen Gesteine völlig und Flyschsandkalke und Kieselkalke und quarzitisches Glaukonitsandsteine herrschen vor. Die letzteren sind besonders unter den größten Blöcken des Konglomerates vertreten und stammen entweder aus dem Wildflysch oder dem helvetischen Gault (ARN. HEIM & Mitarbeiter 1928, S. 23).

Die Entstehung des Pfänderfächers muß man sich im Chatt ähnlich der des Mittelberger Fächers vorstellen. Zwischen den aus dem Alpeninnern kommenden Flüssen (Hochgratfächer und dem von HABICHT (1945) westlich des Rheines beschriebenen) schaltet sich hier ein kleinerer, kurzläufiger Fluß ein, dessen Einzugsgebiet nur wenig über den Flysch nach S hinausgreift in den Bereich kalkalpiner Gesteine. Mit der Heraushebung des Flysches gewann dieser Flußlauf vom Burdigal an an Bedeutung, wenn sich auch sein Einzugsgebiet jetzt fast völlig auf den Flysch beschränkte. Das Ende der Nagelfluhen am Westhang des Pfänders ist wohl z. T. durch Erosion bedingt. Dieser Hang stellt den Prallhang des Rheines dar.

6. Bemerkungen über die tektonischen Vorgänge während und nach der Ablagerung der Subalpinen Molasse

Wir fassen kurz die schon im bisherigen Text abgeleiteten, die Tektonik betreffenden Ergebnisse zusammen.

Folgende in der Literatur geäußerten Anschauungen konnten nicht bestätigt werden:

Die Subalpine Molasse wurde nicht in synsedimentären Teilmulden abgelagert (S. 50 ff.). Der Sedimentationsrhythmus (Nagelfluh, Sandstein, Mergel) ist kein Beweis einer vielfachen ruckartigen Senkung des Ablagerungs- bzw. ruckartigen Hebung des Abtragungsgebietes (S. 46 ff.).

Die sehr groben Nagelfluhen entsprechen nicht einer sehr starken, Mergel nicht einer sehr schwachen Senkung des Ablagerungsraumes (oder Hebung des Abtragungsgebietes), so

daß die Annahme, das Ablagerungsgebiet sei mosaikartig in Teilschollen (noch als Unterteilung der einzelnen Mulden in E-W-Richtung gemeint) zerlegt gewesen, überflüssig ist und die von E. KRAUS ausgeschiedenen orogenen Phasen nicht bestätigt werden können (S. 52 f.).

Es ist unnötig, eine Überschiebung des Flysches nach N über die Molasse anzunehmen, um die gleiche Korngröße der chattischen und der weiter nördlich abgelagerten tortonen Nagelfluh zu erklären (S. 73 f.).

Darüber hinaus können wir einige positive Aussagen über das Wechselspiel Hebung–Abtragung und Senkung–Ablagerung machen. Da die Sedimentation der Subalpinen Molasse vom Lattorf bis zum Torton durchgeht ohne erkennbare wesentliche Unterbrechungen (mit Ausnahme der weiter oben erklärten, unterhalb von Nagelfluhbänken), hat sich das Ablagerungsgebiet der Molasse ständig gesenkt und das Herkunftsgebiet der Sedimente ständig gehoben.

Beide Vorgänge, Sedimentlieferung und Absenkung, glichen sich durch lange Zeiträume, aber doch nicht ständig, aus. Wir können diese beiden Vorgänge am besten vergleichen, wenn wir die Hebung und damit die Abtragung im Herkunftsgebiet als stetig vom Lattorf bis zum Torton annähernd gleichmäßig fortschreitend betrachten. Dann können wir die Senkung des Ablagerungsgebietes dazu in Beziehung setzen.

Vom Rupel bis zum Helvet spielen Unterschiede in der Senkungsgeschwindigkeit des Molassebeckens keine allzu große Rolle. Das Becken war annähernd immer in gleicher Form vorhanden, nur wurde der Südrand des Beckens durch die starke Sedimentlieferung der aus den Alpen kommenden Flüsse immer weiter nach N verschoben. An der Rupel/Chatt-Grenze verlangsamte sich die Absenkung des Beckens (immer im Verhältnis zu der angelieferten Sedimentmenge betrachtet) und wurde ausgesüßt, neben ziemlich geringfügigen Strandverschiebungen. Die weitaushaltenden Verzahnungen der USM mit gleichaltrigen marinen Schichten an der Ammer und E davon zeigen, das Ablagerungsniveau der USM war nicht vom Meeresniveau entfernt.

Die USM ist also nur ein Zwischenspiel zwischen der UMM und OMM, ohne daß sich an den Verhältnissen in dieser Zeit allzu wesentliches geändert hätte. Eine ganz andere Stellung nimmt dagegen die OSM ein. Hier zeigen sich an der Basis der Nagelfluhen überall tiefgreifende Erosionserscheinungen. Auch in der USM und der OMM sind solche Erosionserscheinungen vorhanden, sie treten jedoch in der ganzen Ausdehnung der Nagelfluhbank annähernd gleichmäßig auf und die diese Erosion bezeugenden Erosionsfurchen dringen kaum über 30 cm tief in das Liegende ein. In der OSM dagegen finden sich stellenweise bis zu 6 m tiefe rinnenförmige, mit Nagelfluh gefüllte Einschnitte in die liegenden Schichten, wie sie in tieferen Horizonten nirgends beobachtet wurden und die zeigen, wie die einzelnen Flußläufe tiefer in den Untergrund einschneiden konnten und mußten, weil sich das Gebiet gehoben hatte oder aber über das bisherige Niveau aufgefüllt worden war.

Die OSM stellt also schon den Übergang zu den heutigen Verhältnissen dar. Das Gebiet wurde weiter gehoben und ist heute Abtragungsgebiet. Besonders schön ist dieses rinnenartige Eingreifen der Nagelfluh in das Liegende an der Auffahrt zum Pfänder und an der Wengener Argen 300 m östlich Nellenbruck zu beobachten (außerdem am Auer Berg und Hohen Peißenberg).

Die Nachricht von einem weiteren tektonischen Vorgang erhielten wir durch die Beobachtung der zeitlichen Entwicklung des Flyschgehaltes, der in allen Fächern plötzlich ansteigt; im Nesselburgfächer im obersten Chatt, im Hochgratfächer im Aquitan, im Pfänderfächer zeitlich nicht genug festzulegen. Wie auf Seite 40 f. dargestellt, kann dieser Vorgang nur durch tektonisch bedingten Aufstieg des Flysches erklärt werden.

Sehen wir uns die Abbildung 18 mit der Darstellung der Flyschgehalte der Chattischen Proben der einzelnen Fächer, von W nach E angeordnet, an, so fällt sofort auf,

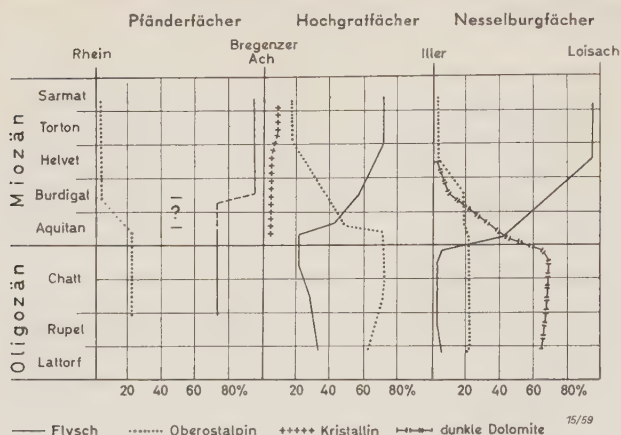


Abb. 17. Zeit/Prozentgehalt-Diagramm der Korngröße 3–5 cm der einzelnen Konglomeratfächer.

der Flyschgehalt nimmt von E nach W beträchtlich zu. Der Flyschstreifen zwischen Kalkalpen und Molasse war im W schon im Chatt stark exponiert, während er im E noch kaum in Erscheinung trat. Er war also noch vom Schutt der Kalkalpen — das ist aber die Molasse — bedeckt. Diese mangelnde Heraushebung wurde dann im obersten Chatt und im Aquitan nachgeholt, indem der Flysch hier im E seinen Aufstieg begann. Kennzeichnenderweise tritt mit dem reichlicheren Flyschgehalt im obersten Chatt des Nesselburgfächers zusammen zum ersten Mal auch umgelagerte Molasse auf.

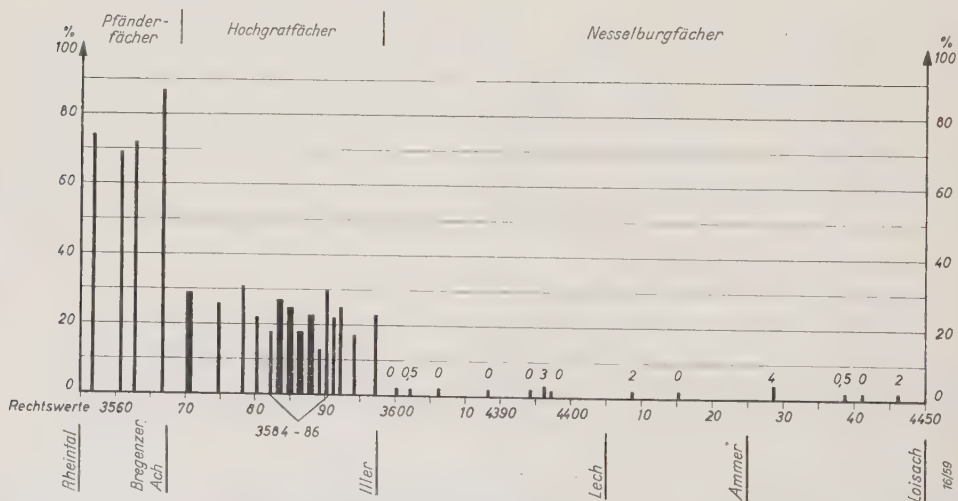


Abb. 18. Die Verteilung der chattischen Proben im Streichen der Schichten und ihr Gehalt an Flyschgeröllen in der Korngröße 3–5 cm.

Bei einem Flyschgehalt unter 2 % gilt nicht mehr die Höhe der Säule, sondern die darüberstehende Zahl. (Starke Säulen sind Mittelwerte aus zwei Proben mit dem gleichen Rechtswert im GAUSS-KRÜGER-Netz.)

Der Aufstieg des Flysches scheint mit ziemlicher Vehemenz stattgefunden zu haben, führte er doch dazu, daß der Fluß des Nesselburgfächers, der seine Gerölle zu 98 % aus dem Alpeninnern bezog, von seinem Hinterland abgeschnitten wurde und statt einer kleingerölligen, äußerst flyscharmen (1 % Flysch im Chatt) eine grobgeröllige, flyschreiche (95 % Flysch im Helvet und Torton) Nagelfluh lieferte.

Der Flyschgehalt im Helvet und Torton entspricht genau dem des Pfänderfächers, während der Hochgratfächer seine Verbindung zum Alpeninnern nie ganz verlor. Hier stieg der Flysch nur von 21 % im Chatt auf 69 % im Helvet und Torton.

Auch über die Zusammenhänge des heutigen Muldenbaues der Subalpinen Molasse geben die Faziesbetrachtungen gute Aufschlüsse. Da in N-S-Richtung gleichaltrige Schichten völlig verschiedener Fazies in benachbarten Mulden in geringer Entfernung voneinander auftreten, wurde von E. KRAUS, im Anfangsstadium seiner Untersuchungen, von Molasse *decken* gesprochen. Diese Vorstellung — sowie die später an deren Stelle getretene Vorstellung einer synsedimentären Teilmuldenbildung — wurde unnötig durch die Annahme, die schnelle Faziesänderung sei durch die Sedimentation von S kommender Flüsse in ein mit Wasser gefülltes Becken entstanden. Haben wir uns dieser Anschauung angeschlossen, so können wir auf Grund der beobachteten Faziesänderungen in den einzelnen Mulden des Gebietes ungefähre Aussagen über die Breite der zwischen den einzelnen Mulden durch Erosion weggefallenen Sedimentstreifen machen.

Es zeigt sich, daß wir völlig damit auskommen, die Muldenflügel durch normale Sättel zu verbinden oder die Nordflügel der Mulden nach N in die Luft hinaus zu verlängern bis zu der ebenfalls nach oben verlängert gedachten, die Mulden trennenden, südfallenden Verwerfung. Die Breite der dabei erodiert gedachten Streifen ist im letzteren Fall nur wenig geringer. Welche Art der Konstruktion bevorzugt wird, hängt davon ab, ob wir bei der Deutung der heutigen Tektonik der Subalpinen Molasse von einem normalen Faltenbau ausgehen, dessen Sättel — eventuell noch im statu nascendi — an Verwerfungen aufrissen oder aber von einem Bruchschollengebirge ausgehen, dessen jeweils südfallende Schollenstreifen durch Druck von S überformt wurden.

Es ergibt sich dann z. B., daß zwischen der Steineberg-Mulde und der nördlichen Hornmulde ungefähr 2—3 km, zwischen der Hornmulde und der Salmaser Mulde ein Sedimentstreifen von ungefähr 5—7 km erodiert wurden. Zwischen der Salmaser Mulde und der Hauchenberg-Mulde und zwischen letzterer und der Vorlandsmolasse fehlen ebenfalls rund 5—7 km.

Auch über das Verhältnis der Mulden zueinander in Ost-West-Richtung können wir Aussagen machen. Es besteht nämlich eine sehr enge Beziehung zwischen dem Muldenbau und der Fazies der Subalpinen Molasse. So scheinen Nagelfluhen oder zumindest Sandsteine eine der wesentlichsten Voraussetzungen für die Muldenbildung zu sein. Viele Mulden schließen sich dort, wo ihre Nagelfluhen aufhören; so z. B. die Steineberg-Mulde an der Iller und die Murnauer Mulde, von E kommend, ebenfalls an der Iller. In beiden Mulden nehmen die Nagelfluhen zur Iller hin ab und die Mergel zu. Die Nagelfluhen der Hornmulde streichen dagegen über die Iller hinweg bis zum Mittelberger Horn, wo sie auskeilen und sich die Hornmulde auch erst schließt. Das Westende der Hauchenberg-Mulde fällt mit dem normalen Auskeilen der burdigalen Nagelfluhen des Hochgratfächers zusammen. Die Salmaser Mulde reicht an der Brengener Ach bis zum Pfänderfächer und findet dort ihr Ende, wo die aquitanen Nagelfluhen des Hochgratfächers auskeilen. Sie hat weder im Bereich des Pfänder- noch des Nesselburgfächers ein Äquivalent, und diesen beiden Fächern fehlen aber auch wesentliche aquitane Nagelfluhen. Die Nagelfluhen der Murnauer Mulde keilen zum

Teil gegen das Ostende der Mulde aus. Zwar haben sie am Ostende dieser Mulde noch nicht ganz aufgehört, jedoch beweist die Geröllfreiheit des Chattes auf dem Südflügel der Rottenbuche Mulde (das weiter westlich die gleiche Geröllfazies führt wie die Murnauer Mulde), daß die normale E-Grenze des Nesselburgfächers nicht mehr weit entfernt sein konnte.

Die Erklärung dieses Phänomens bereitet zunächst einige Schwierigkeiten. Es ist nicht recht einzusehen, warum das Ende der Geröllführung meist mit tektonisch bedingten Muldenenden zusammenfällt. Man könnte schließen, die Mulden seien, zwar nicht in S–N-Richtung, aber doch in E–W-Richtung synsedimentär angelegt. Die von S kommenden Flüsse seien also in der Richtung der Muldenachse geflossen und hätten ihre Fächer in dieser Richtung im Innern einer flachen, breiten Mulde fortgebaut. Dagegen spricht jedoch die gleiche Mächtigkeit feinkörniger Sedimente außerhalb der Mulde wie die grobkörnigen, gleichaltrigen Sedimente innerhalb der Mulde. So fehlen z. B. dem Pfänderfächer aquitane Nagelfluhen und entsprechend auch die Mulden des Hochgratfächers, in dem die aquitanen Nagelfluhen auftreten. Die feinkörnigen aquitanen Schichten im Bereich des Pfänderfächers haben jedoch mit rund 1600 m annähernd die gleiche Mächtigkeit wie die grobkörnigen aquitanen Sedimente des Hochgratfächers.

Es drängt sich die Anschauung auf, die Nagelfluhen seien (zum Teil ersetzbar durch feste Sandsteine) eine wichtige Vorbedingung zur Muldenbildung, da sie ein festes Gerüst der Schichtenfolge darstellen und den tektonischen Druck gut weiterleiten können.

Diese Ansicht wird nun bei der Betrachtung einer geologischen Karte der Subalpinen Molasse von der Schweiz bis zur Salzach wesentlich durch die Tatsache gestützt, daß die Breite der gefalteten Zone der Molasse ganz deutlich von deren Schotterführung abhängt. Das gleiche gilt von der Zahl der Mulden.

So beträgt die Breite der Subalpinen Molasse zwischen Loisach und Isar, wo sie vom Rupel bis einschließlich Burdigal praktisch geröllfrei ist, 6 km, im Bereich des Nesselburgfächers — z. B. am Lech — dagegen 14 km, im Zentrum des Hochgratfächers (Hochgrat–Hauchenberg–Sonneck), wo die Geröllführung der Molasse zwischen Rhein und Isar eindeutig am größten ist, gar 17 km. Diese Verbreiterung der Subalpinen Molasse von E nach W könnte man vielleicht auf eine Abnahme der Faltungskraft von E nach W zurückführen wollen, aber der unterhalb des mittleren Burdigal äußerst geröllarme Pfänderfächer weist nur eine Breite von 4 km auf, während westlich des Rheines die Nagelfluh wieder zunimmt und entsprechend die Breite der Subalpinen Molasse wieder auf 7 km ansteigt. Außerdem sind östlich der Loisach nur 2 ausgeprägte Mulden, im Bereich des Nesselburgfächers derer 3, im Zentrum des Hochgratfächers derer 4 und im Pfänderfächer wieder nur noch derer 2 [nach VOLLMAYR (1954) nur 1] vorhanden. Die tektonischen Kräfte, die im Zentrum eines stark von Nagelfluhen durchsetzten Fächers 4 Mulden formen, sind aber sicher nicht geringer zu veranschlagen als die, welche in mergeligen Schichten 2 Mulden zustande bringen.

Die Unterschiede in dem tektonischen Bau der Subalpinen Molasse sind also weniger eine Folge unterschiedlicher tektonischer Kräfte, als in dem verschiedenartigen Gesteinsaufbau der Subalpinen Molasse und der dadurch hervorgerufenen verschiedenartigen Reaktion auf diese tektonischen Kräfte begründet.

Da die Beträge der Zusammenpressung im wesentlichen nur durch die Gesteinsbeschaffenheit der Molasse selbst, nicht der des tieferen Untergrundes bedingt zu sein scheinen, ergibt sich, daß mit einiger Wahrscheinlichkeit die Subalpine Molasse zum Teil vom tieferen Untergrund abgeschert ist.

Diese Beobachtungen haben eine gewisse Bedeutung für die Frage der Erdöl-höflichkeit. Es dürfte feststehen, daß die Subalpine Molasse zwischen Rhein und Isar keine nennenswerten Erdöllagerstätten enthält. Erdölmuttergesteine fehlen in diesem Teil der Molasse. Speichergesteine wären zwar vorhanden, doch fehlt es wegen der eigentümlichen Tektonik der Molasse an nach oben hin geschlossenen Formen. Eventuell früher vorhandenes Erdöl wäre also ausgelaufen oder, bei enger Bindung an das Gestein, bei den Kartierungen der Molasse entdeckt worden.

Tektonische Fallen sind noch denkbar, und zwar hauptsächlich in den Baustein- und den Deutenhausener Schichten, da diese nur ganz im Süden zutage austreten. Doch sind diese Schichten jeweils von mächtigen Mergelpaketen unterlagert (nach N zu keilen diese zwar aus, aber dort sind bereits die chattischen und schließlich die aquitanen Schichten mergelig geworden). Diese Erscheinung dürfte den Zufluß von Erdöl weitgehend unterbunden haben, läßt es jedoch als aussichtsreich erscheinen, zwar nicht in, aber unter der Molasse (eventuell noch unter den Tonmergelschichten) Erdöl zu finden. Dazu interessiert die Tektonik des tieferen Untergrundes.

Man ist geneigt, aus der Tektonik der Molasse Schlüsse auf eine ähnliche Tektonik des tieferen Untergrundes zu ziehen. Die oben dargestellten Überlegungen mahnen dabei zur Vorsicht. Selbst wenn z. B. die Verwerfung zwischen zwei Mulden sich ursprünglich auch in den tieferen Untergrund fortsetzte (vielleicht dort sogar früher vorhanden war), so ist sie wahrscheinlich an der Untergrenze der Molasse durch deren Abscherung versetzt worden.

Die Abscherungsbeträge müßten in den südlichen Zonen der Subalpinen Molasse größer sein als in den nördlicheren, außerdem in den nagelfluhareichen und breiteren Zonen geringer als in den nagelfluharmen und schmalen Zonen, da dort die Zusammenpressung der Molasse am stärksten war.

An der Iller ist die östlich von ihr gelegene Molasse gegenüber den äquivalenten tektonischen Einheiten westlich der Iller etwas nach N versetzt. Das ist nicht verwunderlich, keilen doch östlich der Iller die Konglomerate des Burdigal, Helvet und Torton des Hochgratfächers aus, die westlich der Iller dem Druck von S Widerstand geboten haben. Außerdem stießen an der Iller der Hochgrat- und der Nesselburgfächer im Chatt nur mit feinkörnigen Sedimenten zusammen, so daß sie hier ohne große Gewaltanwendung getrennt werden konnten. Nur die aquitanen Nagelfluhen der Hornmulde des Hochgratfächers reichten vom Immenstädter Horn noch beträchtlich über die Iller hinaus und wurden deshalb hier flexurartig nach N vorgebogen.

Die Spuren dieser Verbiegung findet man in den Nagelfluhen zwischen dem Gschwendei Horn und dem Rottachberg in Form von vielen zerbrochenen und wieder verheilten Geröllen, wie sie sonst nirgends im Hochgratfächer beobachtet wurden. Es handelt sich meist um Buntsandstein-, Radiolarit- oder Kieselkalkgerölle, während reine Kalke die Scherungskräfte durch besonders tiefe Eindrücke der Nachbargerölle auffangen.

Auch am Südrand der Murnauer Mulde kann man zerbrochene und wieder verheilte Gerölle finden, die sich auch hier an die Verwerfungen halten (z. B. bei Enzenstetten). Hier sind die Dolomite zerbrochen. Die Verschiebungsbeträge in den Geröllen sind jedoch gering.

7. Das paläogeographische Gesamtbild

Hier sollen die im bisherigen Text verstreuten Ergebnisse der Paläogeographie des Herkunfts- und Ablagerungsgebietes der Subalpinen Molasse zu einem paläo-

geographischen Gesamtbild der einzelnen Stufen zusammengefaßt und ergänzt werden. Dabei wurden gelegentlich, um das Bild abrunden zu können, Anschauungen dargestellt, die einer späteren Kritik im einzelnen vielleicht doch nicht standhalten werden, so begründet sie zunächst auch scheinen mögen. Aber es dürfte auch zu den Aufgaben einer wissenschaftlichen Arbeit gehören, Stoff zu bieten, an dem sich die Kritik (und damit die Weiterarbeit) entzünden kann. Man beachte das besonders bei den Abbildungen 19 und 20, die Versuche einer paläogeologischen Karte der Alpen im Chatt und im Helvet sind.

7.1 Die Untere Meeresmolasse

Die Subalpine Molasse des Gebietes beginnt im Lattorf mit den sogenannten Deutenhausener Schichten, die von M. RICHTER (1940) erstmalig als eigener Horizont ausgeschieden und benannt sowie von ZEIL (1953) ausführlicher beschrieben wurden. Sie erscheinen nur am Südrand der südlichsten Mulden der Subalpinen Molasse und bestehen im wesentlichen aus einer 500—700 m (ZEIL 1953, S. 102) mächtigen Wechselagerung von Sandsteinen und Tonmergeln. Konglomerate wurden nur in ihren oberen Teilen beobachtet und gehören sicher schon in das Rupel.

Diese Sedimente geben uns die erste Kunde von einem nördlich der Alpen gelegenen flachen Meeresarm (ZÖBELEIN 1952, S. 619; 1953, S. 109), dessen Küste, wie die zum Teil recht groben Sandsteine und Konglomerate zeigen, nur 5—10 km südlich der heutigen S-Grenze der Molasse lag, bzw., genauer ausgedrückt, die heute am S-Rand der Molasse auftretenden Deutenhausener Schichten wurden ungefähr 5—10 km nördlich der damaligen südlichen Küstenlinie des genannten Meeresarmes abgelagert.

Die letzte Formulierung ist deshalb genauer, weil die Molasse nach ihrer Ablagerung durch die Faltung noch zusammengeschoben wurde. Da die Vorlandmolasse ihre Lage praktisch beibehalten hat, die Faltungsintensität der Subalpinen Molasse von Norden nach Süden zunimmt, ist klar, daß der tektonische Druck aus S kam, die Grenze Molasse/Alpen also um ein beträchtliches Stück (im Profil Hochgrat—Hauchenberg—Schwarzer Grat westlich der Iller ungefähr 5—8 km) nach N verschoben wurde.

Im oberen Teil der Deutenhausener Schichten machen sich zwischen Rhein und Isar zwei Mündungen von S kommender Flüsse durch gröbere Konglomerate bemerkbar: Zwischen dem Zaugertes-Berg (3 km westlich Egg, Vorarlberg) und der oberen Wilhelmine-Alpe südlich des Siplingers und zwischen dem Schloßbächel südlich Nesselwang und dem Lech. Abgesehen von geringfügigen quantitativen Unterschieden in der Geröllzusammensetzung entsprechen Ort und Fazies dieser fluviatilen Schüttungen durchaus denen des Chatts, so daß wir die Schlüsse, die aus der Zusammensetzung der Gerölle über den Aufbau des Herkunftsgebietes zu ziehen sind, im Abschnitt über das Chatt besprechen, da dort alle Daten durch die hervorragenden Aufschlüsse besser belegt sind.

Dieser Meeresarm reichte bis in die Schweiz. In dem Teil, in dem die heute aufgeschlossenen Sedimente der Deutenhausener Schichten abgelagert wurden, herrschte sicher eine W—E-Strömung. Die drei westlich des Lech auftretenden Konglomeratbänke verschwinden nämlich westlich des Schloßbächels SE Nesselwang ziemlich schnell und sind 2 km westlicher im Reichenbachtobel nicht mehr vorhanden. Nach E jedoch nehmen sie zwar sehr rasch an Mächtigkeit und Korngröße ab, lassen sich aber bis östlich der Ammer verfolgen. (Ähnliches wurde auch in den Bausteinschichten und im Burdigal beobachtet; s. S. 74.) Diese Strömungsrichtung ergibt sich auch schon aus der starken Süßwasserzufuhr im Westen und der Lage des offenen Meeres im Osten.

Über den Deutenhausener Schichten folgen die ebenfalls noch in das Rupel gehörenden Tonmergelschichten, die küstenfernere Ablagerungen dieses Meeresarmes sind, der das Molassebecken darstellt. Die Küstenlinie verlagerte sich also nach Süden und rückte erst an der Obergrenze der Tonmergelschichten wieder nach Norden, wahrscheinlich weil der Absenkungsbetrag des Molassebeckens von der Mächtigkeit der sedimentierten Schichten (annähernd 700 m Tonmergel) übertroffen wurde. An der Grenze Rupel/Chatt — in den Bausteinschichten — werden die Sedimente brackisch. Es handelt sich wieder um küstennah abgelagerte Sandsteine und einige Konglomeratbänke, die im gleichen Gebiet auftreten wie die Konglomerate der Deutenhausener Schichten und auch annähernd die gleiche Geröllzusammensetzung haben.

7.2 Die Untere Süßwassermolasse

Während der Ablagerung der Bausteinschichten süßt das Becken der unteren Meeresmolasse aus zu einem Süßwasserbecken, das dem Meer im E zu jedoch noch immer offen war, wie die Verzahnung mit marinen Sedimenten im E beweist. Gleichzeitig verschob sich die Südküste des Beckens nach N, so daß die südlichsten heute noch vorhandenen chattischen Sedimente nur 0—3 km (Hochgratfächer) bzw. 2—6 km (Nesselburgfächer) nördlich des chattischen Beckensüdrandes abgelagert wurden. Dadurch verstärken sich die Menge und Korngröße der Konglomerate ganz beträchtlich.

Wir führen also die Vergrößerung der Sedimente von den Tonmergelschichten über die sandigen Bausteinschichten zu den konglomeratischen Weißsachschiefern nicht auf einen plötzlich verstärkten Aufstieg des Alpenkörpers zurück, sondern auf eine Nordwärtsverlagerung des Südrandes des Molassebeckens durch Auffüllung des Beckens mit Sedimenten von Süden her unter allmählichem, ziemlich gleichmäßigem Ansteigen des Alpenkörpers.

Daß der Aufstieg der Alpen nicht erst zu Beginn des Chattes mit einer orogenen Phase begann, geht schon aus der Mächtigkeit der Sedimente der UMM hervor. Diese 1700—1900 m (ZÖBELEIN 1952, S. 618) mächtigen Sedimente müssen, wenn sie auch feinkörnig sind, ja ebenfalls abgetragen worden sein. Außerdem gibt es neben den Fächern auch Gebiete, die das ganze Chatt hindurch keine oder kaum Gerölle führen.

Die genannten Flüsse — zu denen im Chatt noch ein dritter, kleinerer zwischen Rhein und Bregenzer Ach tritt — behalten annähernd ihre Lage bei und bauen ihre Fächer in breiter Front nach Norden fort, indem ihre Mündungen an der Südküste des Beckens hin und her pendeln (wie es auf S. 54 u. a. dargestellt wurde).

Wir können sogar ungefähr angeben, um welchen Betrag der Fluß bei einer Verlagerung seiner Mündung von der Ost- zur Westgrenze seines Fächers — oder umgekehrt — seine Schotter jeweils nach Norden vorschob. Da im Chatt der Steineberg-Mulde ungefähr 50 größere Nagelfluhbänke vorhanden sind, auf dem Nordflügel der Hornmulde nur noch 25—30 und der Salmaser Mulde schließlich nur noch 1 Bank, keilen also nach Norden zu 50 Nagelfluhbänke auf rund 10 km Entfernung (vor dem tektonischen Zusammenschub) aus. Das bedeutet, jede Schotterbank greift rund 200 m über die liegende Schotterbank hinweg nach N vor. Das ist eine sehr einleuchtende Zahl. Und selbst wenn extreme Zahlenwerte als Berechnungsgrundlage benutzt werden, kommt man auf einen Betrag, der zwischen 100 und 350 m liegt. Dabei ist selbstverständlich, daß die Pendelungen im einzelnen nicht regelmäßig verliefen.

An der Zusammensetzung der Nagelfluhen sind Gesteine des Flysches, des Helvetikums (bisher wurde nur helvetisches Eozän nachgewiesen), des Oberostalpins und der Grauwackenzone beteiligt. Das Mischungsverhältnis schwankt von Fächer zu

Fächer und in der Zeit. Zu einer bestimmten Zeit ist es jedoch für gleiche Korngrößen innerhalb eines Fächers konstant. Die Korngrößenverteilung der Gerölle weist auf die gleiche Lage der großen tektonischen Einheiten wie heute. Am nördlichsten, dem Ablagerungsgebiet am nächsten, lagern der Flysch und das Helvetikum, südlich davon folgen die oberostalpinen Decken und schließlich die Grauwackenzone. Das Eozän des Oberostalpins schließt sich regional eng an den Flysch an.

Der westlichste der drei Fächer, der Pfänderfächer, hat das kleinste Einzugsgebiet. Seine Geröllführung ist gegenüber den anderen Fächern gering; sie besteht im Chatt zu 75 % aus Flyschgeröllen.

Die Geröllführung des mittleren der drei Fächer, des Hochgratfächers, der auch in der Geröllzusammensetzung im Chatt eine mittlere Stellung zwischen seinen beiden Nachbarfächern einnimmt, ist sehr kräftig, deutet also auf ein recht großes Einzugsgebiet hin, das zum überwiegenden Teil in den oberostalpinen Decken lag, da rund 70 % der chattischen Gerölle aus diesen Decken stammen (immer auf die Korngröße 3—5 cm bezogen). Auf dem Wege zum Molassebecken nahm der Fluß noch rund 27 % Flyschgerölle (in den Weißbachschichten, in den Steigbachschichten 21 %) auf. Gerölle der Grauwackenzone sind nur unter einem Prozent vorhanden, die Grauwackenzone wurde also nur noch knapp berührt.

Der Nesselburgfächer im Osten weist im Chatt — mit Ausnahme des obersten Chattes — nur 1 % Flyschgerölle auf neben 23 % oberostalpinen Gesteinen und 68 % Dolomite, die, wie wir S. 69 ff. feststellten, vom Südrand der Kalkalpen oder aus der Grauwackenzone stammen. Dazu kommen noch rund 3 % Gerölle, für die die Annahme, sie stammten aus der Grauwackenzone, gesichert ist. Das Einzugsgebiet des Nesselburgfächers reicht also weiter südlich als das des Hochgratflusses, dafür sind die nördlichen Zonen (Flysch und Helvetikum) nur ganz untergeordnet an der Schüttung beteiligt. Der Flysch trat demnach südlich des Nesselburgfächers in wesentlich geringerem Maße morphologisch in Erscheinung als südlich des Hochgratfächers, da er ja kaum abgetragen wurde. Das bedeutet aber, er war zum großen Teil von einem Molasseschleier bedeckt, denn das im Molassebecken sedimentierte Material mußte ja über den Flyschbereich hinwegtransportiert werden.

Die Frage, war der Flysch von Molasse bedeckt oder nicht, ist also in dieser Form gar nicht berechtigt. Die Frage kann nur lauten: Welches Ausmaß hatte diese Bedeckung? Eine Antwort kann uns vielleicht das auf Taf. 2, Fig. 1 gezeigte Profil des Siplingers (Chatt) im Zentrum des Hochgratfächers geben. Dessen unterste Schichten (im Bild links) sind, mit 80° S fallend, überkippt, während die obersten Schichten der 1500 m mächtigen chattischen Folge mit 75° N einfallen. Da das Scharnier zwischen dem absinkenden Molassetrog und den aufsteigenden Alpen im Chatt dicht südlich des Siplingers gelegen haben muß, ist wenigstens ein Teil dieses Unterschiedes im Einfallen der Schichten primär angelegt. Die Mächtigkeit der chattischen Molasse muß ja nach Süden zu bis auf 0 abgenommen haben. Nimmt man die ganzen 25° Unterschied im Einfallen der Schichten als sedimentärer Entstehung an, würde die Molasse ungefähr 3 km südlicher ausgekilt sein. Das ist ein in seiner Größenordnung sehr wahrscheinlicher Wert. Ein allzu großer Teil des Flysches kann ja nicht von Molasse bedeckt gewesen sein, da sie im Chatt 21 % Flyschgerölle enthält. Die Iller führt heute 30 % Gerölle des Flysches.

Ein Teil des Unterschiedes im Einfallen könnte aber auch tektonisch verursacht worden sein. Hätten die Schichten sich gleichmäßig verjüngt und wären 5 km südlich der heutigen Flysch/Molassegrenze ausgekilt, müßte der Beckenboden zur Zeit, als die obersten chattischen Schichten annähernd horizontal abgelagert wurden, mit

ungefähr 17° nach Norden eingefallen sein. Auch ZÖBELEIN nimmt (1952, S. 76) an, der Flysch und das Helvetikum seien teilweise von der Molasse bedeckt gewesen.

Dieses Übergreifen der Molasse weiter nach Süden im Hinterland des Nesselburgfächers zeigt sich auch in dessen geringerer maximaler Korngröße in den Weißbachschichten. Die größten Gerölle des Hochgratfächers haben einen mittleren Durchmesser von 25 bis 30 cm, selten kommen größere Gerölle (Siplinger-Rindalphorn) vor. Die Korngröße der Weißbachschichten des Nesselburgfächers dagegen reicht nur bis 10 cm, sehr selten bis 12 cm. Das gröbere Material blieb also schon weiter südlich liegen. Das zeigt sich weiterhin bei dem im Bereich des Nesselburgfächers im obersten Chatt beginnenden Aufstieg des Flysches. Zu diesem Zeitpunkt werden die Flyschgerölle nicht nur zahlreicher, sondern auch bedeutend größer (bis 40 cm). Außerdem tritt gleichzeitig zum ersten Mal umgelagerte Molasse in Erscheinung; beides Zeichen, daß der Nordrand des Flysches emporstieg und sich von seiner Molassebedeckung befreite, so daß der N-Rand des Flysches dem Ablagerungsbereich des Nesselburgfächers jetzt genauso nah lag wie südlich des Hochgratfächers.

Will man das Ausmaß abschätzen, in dem der Flysch und das Helvetikum im Hinterland der Fächer zutage traten, muß man allerdings noch berücksichtigen, daß der Anteil der Mergel — die in den Nagelfluhen nicht in Erscheinung treten — im Flysch und Helvetikum recht groß ist (vgl. auch HAGN 1950). Aber das gilt für den Westen genauso wie für den Osten.

Der Aufstieg des Flysches macht sich auch im Hochgratfächer und im Pfänderfächer bemerkbar, hier jedoch erst innerhalb des Aquitans. Im Hochgratfächer beginnt mit der verstärkten Flyschschüttung zusammen die Schüttung eines Granitgneises. Wie

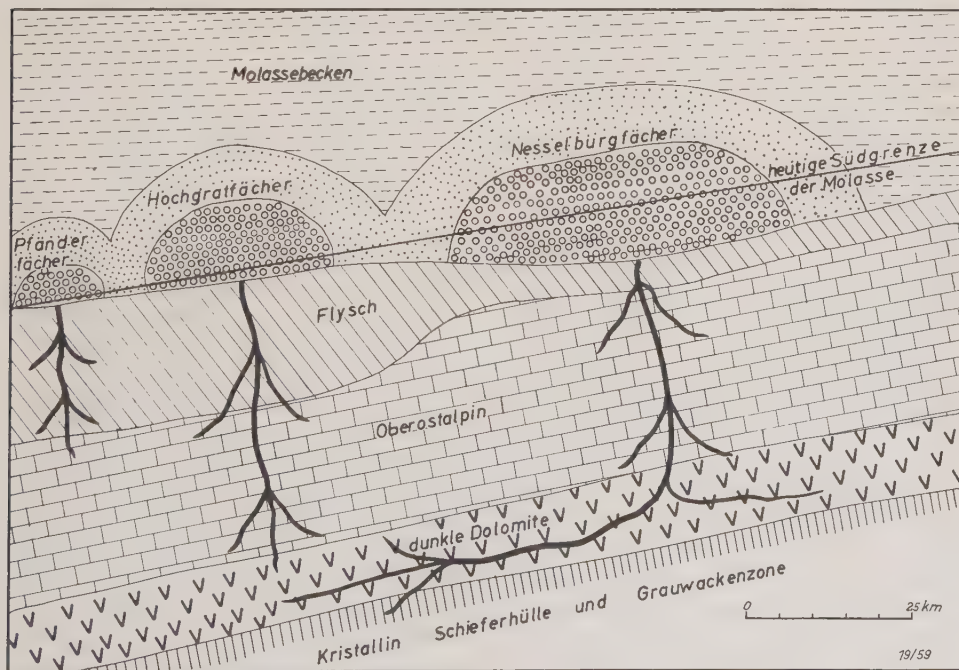


Abb. 19. Versuch einer paläogeologischen und geographischen Karte zur Zeit der Weißbachschichten (unteres Chatt).

es auf S. 43 f. diskutiert wurde, stammt er wohl aus der Zone zwischen den Kalkalpen und dem Flysch, eventuell aus den Zentralalpen, nicht jedoch von einer nördlich des Flysches gelegenen Schwelle.

Zwei Unterschiede der Weißbachschichten des Nesselburg- und des Hochgratfächers scheinen noch bedeutsam zu sein. Erstens überwiegt stark eine Gesteinsgruppe (die dunklen Dolomite) im Nesselburgfächer, während der Hochgratfächer eine gemischtere Zusammensetzung aufweist. Zweitens ist an der Zusammensetzung des Hochgratfächers die Korngröße 1—10 mm in geringerem Maße beteiligt als beim Nesselburgfächer (selbstverständlich beim Vergleich von Nagelfluhen mit der gleichen maximalen Korngröße, in diesem Fall bis zu 8 cm). Das deutet auf eine größere Länge des Nesselburgflusses gegenüber dem Hochgratfluß, die es ermöglichte, sehr gut abgerollte Gerölle von 1—10 mm Durchmesser reichlich zu produzieren.

Nun ist aber für eine größere Länge des Flusses nur sehr wenig Platz im Alpenkörper, wenn ausschließlich ein S—N-gerichteter Lauf des Flusses angenommen wird. In Verbindung mit Punkt 1 ergibt sich daraus für den Nesselburgfluß (wie auch in Abb. 19 dargestellt) ein längerer W—E-Verlauf des Flusses im Streichen der Schichten (E—W würde entgegen der allgemeinen Abdachung verlaufen), und zwar innerhalb des Bereiches der dunklen Dolomite, bevor der Fluß nach N umbog und dem Molassebecken zufloß.

Eine gewisse Bestätigung dieser Darstellung bringt der Vergleich mit den heutigen Flußsystemen. Dabei müssen ja der Nesselburgfächer als Ur-Lech und der Hochgratfluß als Ur-Ilser bezeichnet werden. Während die Iller im Bereich der oberostalpinen Decken entspringt und direkt nach N fließt, entspringt der Lech südlich des Quellgebietes der Iller und legt einen Teil seines Oberlaufes in W—E-Richtung zurück, um an der gleichen Stelle wie schon im Rupel in das Vorland hinauszutreten. Die Iller hat sich allerdings nach der Molassefaltung etwas nach Osten verlagert. Hätte sie doch in ihrer ehemaligen, vom Rupel bis in das Torton ziemlich konstanten Flußlage nur allein in der Steineberg-Mulde über 100 (durch die fast isoklinale Faltung in der südlichsten Mulde ist die Zahl der Chattischen Nagelfluhen verdoppelt) ihrer eigenen Schotterbänke durchbrechen müssen, während ihr 12 km östlicher, an der Grenze des Hochgrat- und Nesselburgfächers, kaum nennenswerte Widerstände entgegentraten.

Die gleichbleibende Lage der Flußläufe durch lange Zeiträume hindurch ist nicht erstaunlich. Da sich das Herkunftsgebiet ja ständig hob, mußte ein von dem Fluß einmal geschaffenes Tal immer weiter benutzt werden, denn er hatte vollauf zu tun, den Hebungsbeträgen durch Erosion in die Tiefe entgegenzuwirken. Erst wenn die Hebung aufhört, kann der Fluß daran gehen, in die Breite zu arbeiten und dadurch seine Lage in stärkerem Maße zu verändern.

Der Aufstieg des Flysches an der Chatt-Aquitane-Grenze des Nesselburgfächers scheint allerdings so rapide vor sich gegangen zu sein, daß es dem Fluß nicht gelang, sich ständig weiter in den Flysch einzuschneiden, sondern der aufsteigende Flysch die Verbindung des Flusses mit dem südlicherem Einzugsgebiet allmählich „abwürgte“. Die Schotterführung des Nesselburgfächers nimmt zum Aquitan und Burdigal hin ab, und zwar auf Kosten der südlich des Flysches herstammenden Komponenten, so daß der Flysch schließlich im Helvet und Torton rund 95 % der Gerölle ausmacht.

Nur der Hochgratfluß behält dauernd seine Verbindung mit den oberostalpinen Decken, wenngleich auch hier der Flysch bis auf 70 % der Gerölle ansteigt. Im Pfänderfächer, dessen Haupteinzugsgebiet ja schon bisher der Flysch war, steigt der

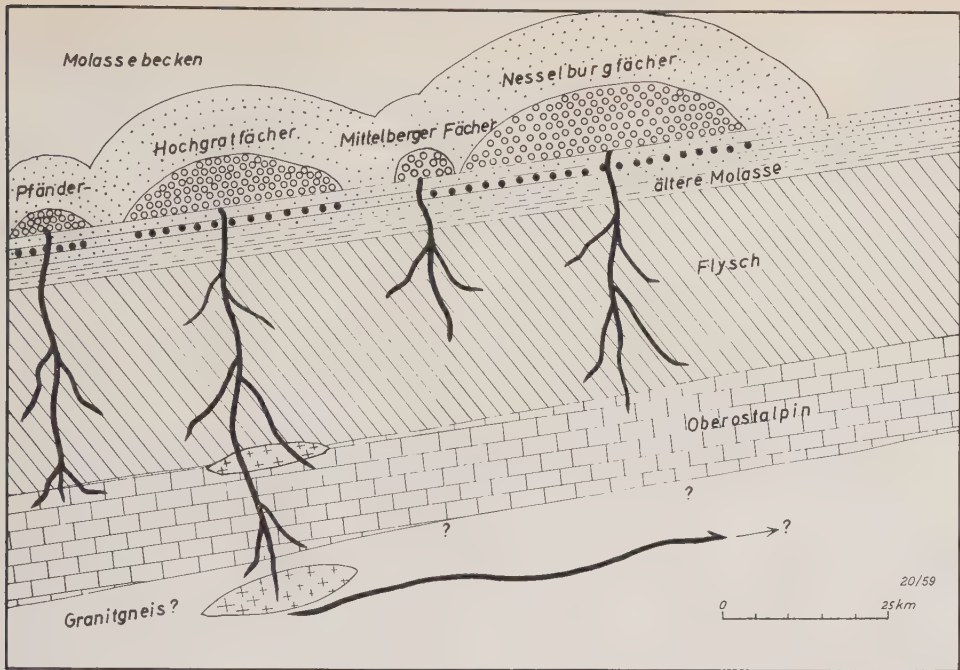


Abb. 20. Versuch einer paläogeologischen und -geographischen Karte, ungefähr zur Zeit des Helvet nach dem Aufstieg des Flysches.

(Der Mittelberger Fächer tritt nur im oberen Aquitan auf.)

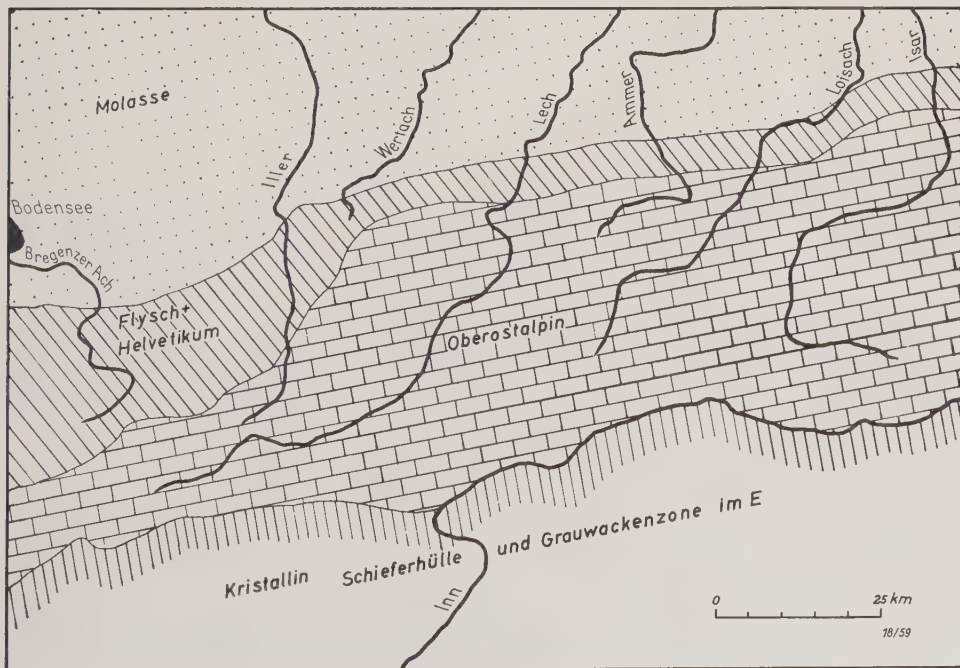


Abb. 21. Die heutige geologische Karte des gleichen Gebietes.

Flyschgehalt auf 95 %, verbunden mit einer sehr starken Zunahme der Schotterführung.

Zwischen dem Nesselburg- und dem Hochgratfächer — sicher durch den Aufstieg des Flysches veranlaßt — tritt westlich der Wertach im Aquitan für kurze Zeit ein kleiner Fächer auf, der sogenannte Mittelberger Fächer, mit über 80 % Flyschgeröll. Auch das entspricht den heutigen Verhältnissen.

Zwischen der Iller und dem Lech — beide aus dem Alpeninnern kommend — tritt die wesentlich kleinere Wertach aus dem Gebirge heraus, vorwiegend Material des Alpennordrandes, Flysch und Helvetikum, mit sich führend.

Durch die starken Schüttungen von Süden verlandet der Südrand des Molassebeckens und verlagert sich immer mehr nach Norden. Man darf demnach nicht die Mächtigkeit der postchattischen Molasse am Südrand der Vorlandmolasse über dem Chatt der Murnauer und Steineberg-Mulde im Süden ergänzen wollen. Es läßt sich mit ziemlicher Sicherheit zeigen, daß selbst das Aquitan nicht im nennenswerten Maße auf den südlichsten Molassemulden abgelagert worden ist [was auch K. HABICHT (1945, S. 140) für sein Arbeitsgebiet nachweist]. Mit Ablagerung ist natürlich eine echte stabile Sedimentation, die zur Zeit der Molassefaltung noch bestand, gemeint. Eine kurze Zeit hat ja das gesamte jüngere, weiter nördlich abgelagerte Material auch einmal auf den südlicheren älteren Schichten gelegen, da es über diese hinwegtransportiert werden mußte. Denn z. B. zwischen dem Abtragungsgebiet der burdigalen Schotter und deren Ablagerungsgebiet lag ja ein Streifen aus chattischen und aquitanen Schottern.

An der Ammer ist das Chatt isoklinal gefaltet, und es fehlt nach ZÖBELEIN (1952) schon das oberste Chatt. Es kann also kein Aquitan mehr im Bereich der Murnauer Mulde zur Zeit der Faltung vorhanden gewesen sein.

An der Wertach besteht das obere Chatt aus Mergeln, die im Muldenkern auftreten, aber durch Moräne verdeckt sind, während die Schichten des unteren Chattes durch ihre Nagelfluhen morphologisch stark hervortreten. In der nördlich davon gelegenen Rottenbucher Mulde ist die Untergrenze des Aquitans durch drei Nagelfluhbänke gekennzeichnet. Diese müßten jedoch im Zentrum der Murnauer Mulde rückenbildend in Erscheinung treten, wenn sie und damit das untere Aquitan dort vorhanden wären. In beiden Fällen gäbe es nur die andere Möglichkeit, das Aquitan sei bei der Faltung nach oben ausgequetscht worden. Daß das aber in diesen Mulden restlos geschehen sei (in der Steineberg-Mulde liegen die Dinge ähnlich), ist unwahrscheinlich bei der großen Ausdehnung der Mulden. Außerdem kommt man auch so zu einem in sich widerspruchsfreien Faziesprofil, wie Abb. 10 zeigt.

Im Aquitan und Burdigal des Pfänderfächers macht sich im Bereich der Vorlandmolasse eine sandige Schüttung aus Westen bemerkbar, die den sogenannten granitischen Sandstein abgelagert (siehe dazu S. 77).

7.3 Die Obere Meeresmolasse

Während der USM verzahnt sich schon der Ostteil des Nesselburgfächers mit brackischen und marinen Horizonten. Aus dieser Richtung greift im unteren Burdigal das Meer bis in die Schweiz hinein weit nach W vor. Die Form des Molassebeckens bleibt dabei jedoch die gleiche und die Kontinuität der Sedimentation wird nicht gestört. Im Hauchenberg tritt die Transgression, die sich in der Fauna bemerkbar macht,

etwas später in Erscheinung, da hier unmittelbar die Flußmündung des Hochgratfächers liegt, der kräftig weiterschüttet.

In dieser Zeit beginnt auch — nach einer Unterbrechung im Aquitan — der Pfänderfächer wieder Konglomerate aus dem S zu schütten, und zwar in wesentlich stärkerem Maße als zuvor.

Im Burdigal und Helvet, der Zeit der OMM, wird das Becken weiter aufgefüllt und der Südrand weiter nach N verlegt. Dadurch und (oder?) durch eine geringfügige Hebung zog sich an der Grenze Helvet/Torton das Meer aus dem Molassebecken zurück, und es beginnt:

7.4 Die Obere Süßwassermolasse

zu der im gewissen Sinn auch noch die Gegenwart gehört, obwohl das Gebiet unterdessen reines Abtragungsgebiet geworden ist und zwischendurch eiszeitliche Ablagerungsverhältnisse herrschten.

Da jedoch die Aufschlüsse der OSM in der Vorlandsmolasse liegen, die hier nur an ihrem Südrand mit erfaßt wurde, können wir von unseren Untersuchungen her nur wenig über sie aussagen. Während vorher die Schotter der einzelnen Fächer sich wenigstens mit 1—2 Bänken nahezu berührten, sind jetzt die Fächer durch weite konglomeratfreie Zonen getrennt. Und wurden die Nagelfluhen früher als ebene Schotterplatte (von den kleinen Erosionsfurchen abgesehen) über dem Untergrund abgelagert, so greifen sie jetzt rinnenartig (bis zu 6 m beobachtet) in den Untergrund ein. Das ist der Beginn einer Entwicklung, die zu dem heutigen Zustand führte. Die von S kommenden groben Sedimente stießen immer weiter nach N vor und füllten zusammen mit den von W kommenden Schüttungen das Molassebecken auf, das völlig verlandete, als sein Bereich mit in die allgemeine Hebung des Gebietes einbezogen wurde, welche auch zur Verlandung des Wiener Beckens führte, durch das die OMM mit dem offenen Meer verbunden war. Im Pont beschränkte sich das Meer auf das Ponto-Kaspische Becken, von dem heute nur noch das Schwarze und das Kaspische Meer als Reste zeugen.

Nach LEMCKE, v. ENGELHARDT & FÜCHTBAUER (1953 S. 77 ff.) und FÜCHTBAUER (1955) kehrt sich in der OSM (in deren unteren Teil sie in ihrem Arbeitsgebiet noch eine Süßbrackwassermolasse = SBM ausscheiden können) die Richtung der Entwässerung des Molassebeckens um. Die genannten Autoren nehmen eine Entwässerung über das Bodenseegebiet zum Rhonetal hin an. Außerdem fanden sie in der OSM Spuren vulkanischer Tätigkeit.

Von dieser Umkehrung kann innerhalb der Subalpinen Molasse nichts bemerkt werden, da hier das Hauptgefälle weiterhin S—N gerichtet bleibt (wie es auch die genannten Autoren annehmen).

Das nach Osten entwässernde Donausystem entwickelt sich erst im Laufe des Pliozäns. Trotzdem können wir die Donau gleichsam als Rest des ehemaligen Beckens der OMM betrachten. Sie besorgt heute die Entwässerung der Alpen und verfrachtet das aus den Alpen kommende Material durch das ehemalige Wiener Becken hindurch dem Schwarzen (Pontischen) Meere zu. Da die Hebung des Molassebeckens jedoch im Süden am stärksten war, fließt die Donau am Nordrand des ehemaligen Molassebeckens.

Es ist erstaunlich, wie gut LEONARDO DA VINCI schon vor 450 Jahren in einer kurzen Tagebuchnotiz diese Sachlage charakterisierte (s. S. 5).

8. Die Gerölltypen

Die Schwierigkeiten bei der Einarbeitung in die Gerölltypen der Molasse kann man sich leicht vorstellen, wenn man bedenkt, daß in der Molasse fast alle Gesteine der heutigen Nordalpen, d. h. des Helvetikums, des Flysches, des Oberostalpins und der Grauwackenzone vorkommen. Zwar sind Gesteine des Helvetikums und der Grauwackenzone selten, dafür kommen jedoch zusätzlich Gesteine vor, die bisher aus den genannten Einheiten nicht beschrieben wurden.

Durch die Unterstützung der PREUSSAG konnten für die Diagnose der Gerölltypen 600 Dünnschliffe angefertigt und bearbeitet werden. Die folgenden Beschreibungen beschränken sich aus mehreren Gründen auf die Gerölltypen unbekannter Herkunft. (Nur in einigen Fällen werden auch Gerölle beschrieben, die aus anderen Gründen interessieren.)

Da die Dünnschliffe im wesentlichen diagnostischen Zwecken dienen, wurden von normal ausgebildeten und häufigen Gerölltypen, deren Zuordnung klar war, seltener Dünnschliffe angefertigt als von schwer definierbaren Zwischentypen und eigenartigen Geröllen, obwohl diese seltener sind, für die Auswertung eine geringere Bedeutung hatten und ihre wahre Herkunft oft auch durch die Dünnschliffbeobachtung nicht geklärt werden konnte.

Außerdem wurden fast alle Gerölltypen schon in anderen Arbeiten beschrieben. So geben BODEN, MUHEIM (1934) und ZEIL (1954) Dünnschliffbeschreibungen der wichtigsten Gerölltypen. In den Arbeiten von HABICHT (1945) und SPECK (1953) (darin auch die ältere Schweizer Literatur) werden qualitativ die gleichen Gerölltypen beschrieben, mit Ausnahme weniger Typen, die E des Rheines fehlen oder neu dazukommen. Auch kam von H. HAGN 1955 eine Veröffentlichung „Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen“ heraus mit 141 Dünnschliffabbildungen und -beschreibungen, die aber den weitaus größten Teil der auch in der Molasse vorkommenden Gesteinstypen umfassen. Die Beschreibung dieser Gerölltypen würde also im wesentlichen eine Wiederholung sein. Vielleicht könnten sie gelegentlich petrographisch einiges ergänzen, wären aber als von Geröllen stammende Beschreibungen gegenüber denen von HAGN in vieler Beziehung im Nachteil. So weiß man z. B. bei den Fleckenmergelgeröllen nicht, ob es sich im einzelnen um solche des Lias oder des Neokoms handelt.

8.1 Die Dolomite

Die Dolomitgerölle der Molasse können wir zunächst nach der Farbe in schwarze, graue, bräunliche, gelbe und weiße und dann nach der Korngröße in grobkörnige (über 0,2 mm, u. d. M. gemessen), mittelkörnige (0,05—0,02 mm), feinkörnige (0,01 bis 0,05 mm) und dichte Dolomite einteilen.

Der typische schwarze Dolomit ist schwarz bis dunkelgrau und im allgemeinen mittel-, gelegentlich grobkörnig bis 0,3 mm und sehr gleichkörnig. Makroskopisch sind auch in großen Geröllen meist keine besonderen Strukturmerkmale zu erkennen. Klüfte spielen eine geringe Rolle und sind in der Regel gut verheilt. Deshalb und wegen der Verzahnung der Kristalle ist das Gestein gegen mechanische Beanspruchung sehr widerstandsfähig. Als Beispiele seien die Beschreibungen der Dünnschliffe M 135 und M 478 gegeben:

Die erste Zeile der Dünnschliffbeschreibungen enthält jeweils:

Gestein	Korngröße	Farbe	Dünnschliffnummer
Dolomit	$\pm 0,1$ mm	schwarz	M 135

Kristalliner Dolomit mit wenigen, fest verheilten, weißspätigen Klüften.

U. d. M.: Granoblastisch xenomorph mit häufiger Zwillingslamellierung. Dünne, dunkle Klüftchen — unregelmäßig, nicht durch das ganze Geröll hindurchsetzend —

mit feinem Zerreibsel (dunkel pigmentiert?) neben breiteren, das ganze Geröll durchsetzenden Klüften mit grobem ($\pm 0,3$ mm) reinem weißem Dolomit gefüllt, meist mit Zwillingslamellierung.

Lemberg-Färbung: o. B.

Meßtischblatt: Wertach

Fundpunkt: südlich Reichen

Geröllgröße: 4 cm

Geol. Stufe: Chatt

Dolomit $\pm 0,2$ mm schwarz M 478

Kristalliner, sehr fester, praktisch kluftloser Dolomit. Typischer „schwarzer Dolomit“.

U. d. M.: Granoblastisch xenomorph mit häufiger Zwillingslamellierung. Die größeren Kristalle (bis 0,3 mm) enthalten oft einen kleineren getrübten idiomorphen Kern. Schwachwellige, dunkel pigmentierte Bewegungsbahnen, die zum Teil im Dünnschliffbereich beginnen und auch enden, mit Zerreibsel.

Lemberg-Färbung: o. B.

Meßtischblatt: Roßhaupten

Fundpunkt: Dietringen

Geröllgröße: $11 \times 9 \times 4$ cm

Geol. Stufe: Rupel

Diese Dolomite kommen im Nesselburgfächer vor, während sie im Hochgratfächer fehlen. Zwar treten in diesem in den kleinen Korngrößen unter 2 cm auch schwärzliche Dolomite auf, die jedoch meist deutlich bituminös riechen, was bei dem typischen schwarzen Dolomit nicht der Fall ist. Über die wesentlichen Unterschiede zu den schwarzen Dolomiten der Grauwackenzone siehe S. 71.

Die grauen Dolomite lassen sich zunächst in eine mittel- bis grobkörnige und in eine feinkörnige Varietät teilen. Bei ersterer hat man den Eindruck, es handle sich nur um eine geringer gefärbte Varietät der schwarzen Dolomite. Die feinkörnige Varietät des grauen Dolomites unterscheidet sich dagegen grundsätzlich von dem schwarzen Dolomit durch die unter 0,05 mm liegende Korngröße und durch das regelmäßig vorhandene System unverheilte Kluftflächen, das den Dolomit beim Anschlagen in eine Reihe von durch parallele Flächen begrenzte Scherben zerfallen läßt. Mikroskopisch unterscheidet ihn von den dunklen Dolomiten seine meist nicht so gleichmäßige Körnung. Größere, oft hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle treten in feinkörnigen oder gar peltischem Material auf neben gelegentlichen Strukturen, wie chemischer Sedimentation in Kleinhöhlen.

Dolomit, peltisch bis 0,05 mm dunkelgrau M 144

Ziemlich dichter, an ebenen Klüften brechender Dol., senkrecht zu diesen Klüften fast muscheliger Bruch.

U. d. M.: Granoblastisch xenomorph, z. T. peltisch. Spätiger (0,2 mm) Dolomit in (organogenen?) Kleinhöhlen (± 1 mm).

Lemberg-Färbung: o. B.

Meßtischbl.: Wertach

Fundpunkt: südlich Reichen

Geröllgröße: 4 cm

Geol. Stufe: Chatt

Ein weißer bis hellgrauer Dolomit kommt ziemlich selten ($\pm 0,1$ %) vor. Er ist stets grobkristallin.

Die anderen grauen, bräunlichen oder gelblichen (diese meist brekziös) Dolomite sind typische Triasdolomite, vorwiegend Hauptdolomit, daneben u. a. hellbräunliche mm-Rhythmite und sehr selten Großoolithe (M 146) des Wettersteindolomites.

Dolomit, dicht bis 0,1 mm hellbraun M 96

Brauner, kompakter Dolomit, mm-Rhythmit, was aber nur am Anschliff, kaum jedoch am normalen Bruch zu sehen ist.

U. d. M.: Wechselnd dicht-pelitisch und feinkristallin, Rhythmen 1—3 mm. Feiner Organodetritus 0,1—0,3 mm, rundlich und elliptisch, mit chemisch sedimentiertem Dolomit gefüllt. Außerdem chemische Sedimentation in Kleinhöhlen. Lagenweise resedimentär brekziös.

Lemberg-Färbung: o. B.

Meßtischbl.: Weitnau

Fundpunkt: südlich Wilhams

Geröllgröße: 6 cm

Geol. Stufe: Burdigal

Es mag von theoretischer Bedeutung sein, daß in wenigen Exemplaren auch der schwarze Dolomit als Brekzie scheinbar in demselben gelblich-braunen Bindemittel auftritt wie der brekziöse gelbe Dolomit.

8.2 Die Kalke

Von dieser, die meisten Molassegerölle enthaltenden Gruppe wurden die Sandkalke und die Kieselkalke abgespalten. Die bei der Gruppe der Kalke im engeren Sinn verbleibenden Gerölltypen konnten nochmals nach makroskopisch gut erkennbaren Merkmalen in vier Teile geteilt werden. Neben den kleineren Gruppen der organodetritischen Kalke, der schwarzen Kalke und der roten Kalke, steht die sehr umfangreiche Gruppe von Kalken mit grauen und bräunlichen Farbtönen. Zwar kann nicht behauptet werden, die Zuordnung jedes zu dieser Gruppe gehörenden Gerölls sei gesichert, doch besteht keine Veranlassung anzunehmen, eines dieser Gerölle stamme aus uns heute unbekannten Schichten.

Als Ausnahme sei ein Algenkalkgeröll angeführt, das zwar den in der Molasse vorkommenden Algenkalken ähnlich ist, aber eine wesentlich stärkere Umkristallisation zeigt (s. Taf. 3, Fig. 1).

Kalk, spätig gelblich und dunkelbraun M 373

Aus leicht gebogenen, unscharf begrenzten Lagen (± 3 mm) dunkelbraunen spätigen und helleren dichteren Kalkes bestehend.

U. d. M.: Helle und dunkelbraune Lagen, je annähernd 3 mm mächtig. Lagen aus palisadenartigem Kalzit, die einzelnen Kristalle zum Teil bis 2,5 mm lang und nur 0,4 mm breit, oft mehrere büschelförmig aus einem Punkt hervorgehend. Etwas umkristallisierter Algenkalk.

Fundpunkt: Auerberg

Meßtischbl.: Ledhbruck

Geol. Stufe: Helvet

Geröllgröße: 4 cm

Als organodetritische Kalke werden nur die angesprochen, die schon makroskopisch als solche erkennbar sind (ein Prinzip, das auch sonst durchgeführt

Der Kieselsäuregehalt der Flyschkieselkalke geht überwiegend auf Schwammnadeln zurück. Wenn gelegentlich in den Dünnschliffbeschreibungen von kieselig erhaltenen Schwammnadeln gesprochen wird, ist das nicht immer korrekt. Oft ist die Schwammnadel kalzitisiert und nur der ehemalige, hohle Kanal wurde durch die verdrängte Kieselsäure angefüllt. Da die kieselig erhaltenen Schwammnadeln an der Gerölloberfläche etwas herauswittern, entsteht der Eindruck, der Kalk sei sandig.

Kalk graubraun M 180

Graubrauner Kalk, den man makroskopisch für etwas sandig ansehen würde.

U. d. M. (s. Taf. 4, Fig. 1): Dichter Kalk, erfüllt von teils kalzitisierten und teils kieseligen Schwammnadeln. 6,7 % kryptokristalline Kieselsäure nur in Form von Schwammnadeln.

Fundpunkt: Schneeloch

Meßtischbl.: Balderschwang

Geol. Stufe: Oberes Chatt

Geröllgröße: 4 cm

Wird unter besonderen Verwitterungsbedingungen der Kalk herausgelöst, bleibt ein poröses Geflecht aus kieseligen Schwammnadeln übrig, wie es vom Aquitan an gelegentlich in den Molasse-Nagelfluhen gefunden wird.

Kieselkalk, porös gelb M 185
(bimssteinartig)

U. d. M.: Geflecht aus kieseligen Schwammnadeln. Aus den Zwischenräumen wurde der Kalk herausgelöst. Detritischer Quarz bis 0,1 mm, reichlich Glaukonit, zum Teil zersetzt, $\pm 0,1$ mm (mittlerer Abstand größerer Körner 0,8 mm). Schwammnadeln kieselig, einige Hohlräume in der Form von ehemals kalzitisierten Schwammnadeln und von idiomorphem Kalzit. Wegen der schlechten Abrollung des jetzt mürben Gerölles kann die Auslaugung erst in der Molasse stattgefunden haben.

Fundpunkt: Rottachberg I

Meßtischbl.: Wertach

Geol. Stufe: Aquitan

Geröllgröße: 6 cm

Mit einer Häufigkeit von rund 0,3 % tritt im Hochgratfächer und etwas seltener im Nesselburgfächer ein grobspätiger Kieselkalk auf, der wohl ein kieseliger Spatkalk des Doggers ist.

Kieselkalk, grobspätig grau M 476

U. d. M.: Kalkspatkristalle bis 0,5 mm schwimmen — häufig idiomorph — in einer Grundmasse kryptokristalliner Kieselsäure [einige rundliche „Tropfen“ $\pm 0,5$ mm und Zonen liegen noch als Gel mit kleinen darin aufgesproßten Kalzitkriställchen (0,02 mm) vor]. Klüfte mit Kalzit sind jünger als die Geltropfen. Idiomorphe Kalkspatkristalle später aufgesproßt als die Klüfte. Kalkspat zum Teil sicher Crinoidenstiellglieder, in ein Chalzedongängchen ragen idiomorphe Kalzitkristalle.

Fundpunkt: Dietringen

Meßtischbl.: Roßhaupten

Geol. Stufe: Rupel

Geröllgröße: 7 cm

Ein eigenartiger schwarzer Kieselkalk wurde bisher nur in einem Exemplar gefunden. Es ist ein festes, kantiges Geröll, durch weiße, kalzitreichere parallele Lagen ein mm-Rhythmit. Spießwinklig zu diesen Lagen setzt eine gleichartig ausgebildete Schar von Scherflächen hindurch, von denen nur eine auch Bewegungsfläche war.

Kieselkalk mm-Rhythmit schwarz und weiß M 44

Schwarzer Kieselkalk (kalkiger Hornstein?) von zwei sich spießwinklig schneidenden Systemen paralleler weißer Lagen durchsetzt. Mit muscheligen Bruch.

U. d. M. (s. Taf. 4, Fig. 2): Kryptokristalline Kieselsäure und Kalzit (ungefähr im Verhältnis 3:1) in idiomorphen Kristallen bis 0,1 mm. Die Kalzitkristalle „schwimmen“ in der Kieselsäure. Die hellen Lagen sind kalzitreicher.

Fundpunkt: Siplinger

Meßtischbl.: Balderschwang

Geol. Stufe: Chatt

Geröllgröße: 6 cm

Neben den Radiolariten, meist rötlichen, kieseligen pelitischen Kalken mit teils kalzitisierten Radiolarien kommen noch braune Hornsteine vor. Soweit anhaftende Kalkreste erkennen lassen, entstammen die reinen (durchscheinenden), festen dem Malm; die unreinen, von Klüften durchsetzten Hornsteine dagegen dem Flysch.

8.4 Die Sandkalke

Hier soll der Begriff der Sandkalke auf die Gesteine zwischen den sandigen Kalken und den Sandsteinen beschränkt werden.

Nach der Ausmessung der Anteile des detritischen Quarzes in allen ihn enthaltenden Dünnschliffen und der makroskopischen Beurteilung der dazu gehörigen Gesteine können zur Benutzung des Begriffes Sandkalke genauere Hinweise gegeben werden: Von Sandkalk wird man sprechen, wenn eine Kalkgrundmasse zwischen 5 % und 25 % detritischen Quarz enthält. Beträgt der Gehalt an detritischem Quarz unter 3 %, liegt ein sandiger Kalk vor, wenn er über 33 % beträgt, im allgemeinen ein Sandstein, da die Zahl der direkten Kornberührungen schon recht groß ist.

In den Grenzbereichen von 3—5 % und von 25—33 % muß die Wahl der Bezeichnung freigestellt werden. Besonders in dem Bereich über 25 % kommt es nicht nur auf den Anteil des Quarzes, sondern auch auf seine Korngröße an. Bei gleichem Prozentgehalt an detritischem Quarz neigt mit zunehmender Korngröße der Betrachter dahin, das Gestein für quarzärmer zu halten, da die Zahl der Körner und ihrer Berührungen abnimmt.

Außerdem tauchen, wenn die hier genannten Grenzen nicht als Anhaltspunkte — die sie nur sein sollen — sondern als unbedingt verbindlich angesehen werden, neue Fragen auf: Soll z. B. ein eventueller Gehalt an Glaukonit- oder Erzkörnern dem Gehalt an detritischem Quarz zugezählt werden oder nicht? Vom petrographischen Standpunkt ist man geneigt es zu tun, da beide ebenfalls als scharf begrenzte Körner eines einheitlichen Mineralen der Kalkgrundmasse gegenüberstehen. Petrologisch stehen sie jedoch — wenn sie authigen sind — dem Kalk etwas näher und mit diesem dem eingeschwemmten Quarz gegenüber.

Die Sandkalkgerölle der Molasse entstammen dem Flysch und dem inneralpinen und helvetischen Eozän. Allerdings zeigt sich, daß die von BODEN und E. KRAUS und auch im Hauptteil dieser Arbeit so genannten braunen Flyschsandkalke gar keine Sandkalke, sondern nur sandige, etwas kieselige Kalke sind, da der Gehalt an detritischem Quarz unter 2 % bleibt. Der Eindruck eines Sandkalkes wird durch kieselig erhaltene und an der Gerölloberfläche auswitternde Schwammnadeln hervorgerufen. (Siehe die Beschreibung des Dünnschliffes M 180 bei den Kieselkalken.)

Als Beispiel eines organodetritischen Sandkalkes des Helvetikums sei M 452 angeführt. Es ist ein so charakteristisches Gestein, daß Hoffnung besteht, das Anstehende im S des Hochgratfächers zu finden (Bestimmung der Fauna: H. HAGEN):

Sandkalk, organodetritisch

rötlichbraun

M 452

Gut erkennbare Großforaminiferen in einer organodetritischen Kalkgrundmasse.

U. d. M. (s. Taf. 5, Fig. 1): 13 % detritischer Quarz und 5 % Erzkörner (beides kantengerundet bis gut gerundet). Erz: Brauneisen, Schwefelkies und etwas Hämatit,

zum Teil Foraminiferen imprägnierend. Quarz und Erz in annähernd gleicher Korngröße bis 1,2 mm. Einige Glaukonitkörner.

Organische Reste: *Nummulites perforatus* (MONTF.), *Assilina spira* (DE ROISSY), *Discocyclina discus* (RÜTIM.), *Discocyclina* sp. Ferner Bryozoenreste, spärlich Kleinforaminiferen: *Globigerina*.

Lutet, Erzfazies des Helvetikum.

Fundpunkt: Gschwender Horn, N Naturfreundehaus
Geol. Stufe: Aquitan

Meßtischbl.: Rindalhorn
Geröllgröße: 8 cm

8.5 Die Sandsteine

machen nur ungefähr 3 % der Molassegerölle aus. Entstammen sie dem Flysch, dann enthalten sie meist Glaukonit und Bröckchen karbonatischer Sedimente, sind grün oder braun und zeigen Übergänge zu den Kalksandsteinen. Die der unteren Trias des Oberostalpins angehörenden Sandsteine dagegen sind meist weiß oder rötlich, dichter gepackt, zum Teil schon quarzitisch und enthalten neben Quarz (meist auch Milchquarz) nur noch einige Feldspäte und wenige Schwerminerale, seltener karbonatische Sedimentbröckchen.

8.6 Die Konglomerate und Brekzien

Der größte Teil der Konglomeratgerölle kommt aus der oberostalpinen Kreide mit Triasdolomiten als häufigstem Bestandteil, ein geringerer Teil, besonders die Feinbrekzien, entstammen dem Flysch.

Im Chatt des Hochgratfächers kommt mit einer Häufigkeit von schätzungsweise 0,01 % ein dunkles Milchquarkonglomerat vor. In normalen Proben wurde dieser Gerölltyp bei seiner geringeren Häufigkeit natürlich nicht angetroffen. Erst bei der Durchmusterung der großen Geröllhalden des Siplinger wurden drei Exemplare gefunden (s. Taf. 6, Fig. 1 u. 2).

Konglomerat	bis 6 mm	schwarz	M 310
Kantengerundete, helle Gangquarzgerölle bis 6 mm schwimmen in einer dunklen, kieseligen, serizitisch-chloritischen Grundmasse.			
Fundpunkt: Siplinger 7	Meßtischbl.: Balderschwang		
Geol. Stufe: Oberes Chatt	Geröllgröße: 8 cm		

Es sei noch ein weiteres Konglomerat beschrieben, dessen Herkunft zwar bekannt ist, dessen Zusammensetzung aber von theoretischem Interesse ist. Es wurde von HAGN in das inneralpine Obereozän gestellt und führt den typischen schwarzen Dolomit, der in der oligozänen Molasse zwischen Iller und Isar eine so große Rolle spielt, in mehreren Exemplaren (s. Taf. 5, Fig. 2).

Konglomerat	bis 1 cm	hellgrau	M 25
Gerölle bis 10 mm: Vorwiegend Dolomite, u. a. sehr gut gerundete schwarze Dolomite mit einer Körnung von 0,1—0,2 mm; grüne Quarzite, Sand- und Mergelkalke, zum Teil von Lithothamnien umkrustet in organogener Kalkgrundmasse. Organische			

Reste: Lithothamnien, *Nummulites fabianii* (PREVER), andere kleine Nummuliten Discocyclusen, *Heterostegina*. Kleinforaminiferen: Sandschaler, Milioliden, *Gypsina*, *Asterigerina rotula* (KAUFM), *Chapmanina* und andere; ferner Bryozoen und Echinodermenreste. Inneralpines Obereozän.

Fundpunkt: Salmaser Höhe, S-Hang b. 1110 m Meßtischbl.: Rindalphen
Geol. Stufe: Aquitan Geröllgröße: 6 cm

Wenn der schwarze Dolomit — wie auf S. 69 ff. dargelegt — aus dem Innern der Alpen stammt, ist sein Auftreten in diesem Konglomerat nicht besonders merkwürdig, wohl aber, wenn er aus der nördlich des Helvetikums angenommenen „südgermanischen Dolomit-Kristallinschwelle“ stammen sollte. Erstens soll diese Schwelle im Eozän noch gar nicht als solche in Erscheinung getreten sein und zweitens müßten die schwarzen Dolomite von dort aus ein Becken durch- und eine weitere Schwelle überquert haben, um zu ihrem Ablagerungsort zu gelangen.

8.7 Das Kristallin

In der Molasse zwischen Bodensee und Isar sind Gerölle kristalliner Gesteine selten. Am häufigsten treten zwei Gneise auf: Ein heller Granitgneis und ein roter, feinkörniger Stengelgneis. Beide kommen im Hochgratfächer vom Aquitan an vor (sehr selten schon im Chatt) und machen vom mittleren Aquitan an zusammen rund 3 % der Gerölle in der Korngröße 3—5 cm aus.

Gerölle anderer kristalliner Gesteine kommen zwar vor, jedoch dürfte — von Gangquarz und Quarziten abgesehen — an keiner Stelle die Häufigkeit eines dieser Gesteine größer als 0,05 % sein. Es wären hauptsächlich Quarzporphyre zu nennen, darunter extrem saure, felsitische. Einige der Porphyrtypen entsprechen den in Cenomankonglomeraten auftretenden. Da sie einerseits sehr selten sind, andererseits aber doch vom Rupel bis ins Torton in allen hier beschriebenen Fächern anzutreffen sind, ist wohl kaum an der schon von CORNELIUS 1923 geäußerten Ansicht zu zweifeln, sie seien aus dem Cenoman umgelagert.

Der Granitgneis enthält Quarz (bis 2,5 mm), sauren Plagioklas (bis 3 mm), Glimmer und Kalifeldspat. Der, allerdings meist ausgebleichte, Biotit ist etwas reichlicher vorhanden als der Muscovit. Derber Apatit kommt regelmäßig, in Auflösung begriffener Granat gelegentlich in einigen Handstücken vor. Der Plagioklas kann so häufig werden, daß das Material als granodioritisch anzusprechen ist.

Der rote, feinkörnige Stengelgneis zeigt zwei B-Achsen: die ältere Stengelachse und eine jüngere Fältelungsachse senkrecht dazu. Die Hauptgemengteile des Gesteines sind vor allem Quarz (0,2—0,3 mm, selten bis 1 mm), dann Kalifeldspat bis 2,5 mm, Biotit und etwas Muscovit. Der Biotit ist vorwiegend posttektonisch in bezug auf die erste und prätektonisch in bezug auf die zweite B-Achse. Einige Biotite sind jedoch als Querbiotite auch jünger als die jüngere B-Achse. Der Biotit ist meist ausgebleicht. Der Kalifeldspat wird häufig vom Kalzit verdrängt.

9. Bemerkungen zur Statistik

Um ein Kollektiv — in unserem Falle eine Geröllgesellschaft — durch Stichproben statistisch zu erfassen, müssen die Proben *echte* und für das Kollektiv *repräsentative* sein. Der Inhalt einer echten Probe muß zufällig in diese hineinkommen, d. h. es dürfen z. B. nicht besonders auffallende Gerölltypen bevorzugt werden. Um für ein bestimmtes Material repräsentativ zu sein, müssen die Proben in ihrem Umfang, ihrer Zahl und Verteilung der Größe und der Verbreitung des zu erfassenden Materials entsprechen. Der Statistik fällt die Aufgabe zu, zu zeigen, innerhalb welcher Grenze wir einem auf statistischem Wege gewonnenen Ergebnis Vertrauen schenken können.

Die Grundlage der in das Gebiet der Wahrscheinlichkeitsrechnung fallenden Berechnungen bildet die Kurve der Normalverteilung von Fehlern nach Gauss, die angibt, wie sich Werte mit zufälligen Abweichungen um den angestrebten Mittelwert gruppieren, wobei auf der Abszisse die Stärke der Abweichung, auf der Ordinate die zu erwartende Häufigkeit der Abweichung abgetragen werden. Je größer der Betrag der Abweichung ist, um so seltener kommt er vor. Da sich die Kurve jedoch der Abszisse asymptotisch nähert, kann theoretisch jeder Abweichungsbetrag einmal vorkommen, wenn die Zahl der Fälle nur genügend groß ist. Deshalb mußte eine Grenze festgelegt werden, innerhalb derer Abweichungen von dem in diesem Fall als bekannt vorausgesetzten Mittelwert als zufällig, außerhalb derer liegende Abweichungen jedoch als statistisch gesicherte Unterschiede angesehen werden. Als diese Grenze hat sich in der wissenschaftlichen Literatur die $3\text{-}\sigma$ -Grenze eingebürgert. Sigma ist die Entfernung der Wendepunkte der Normalverteilungskurve, vom Mittelwert auf der Abszisse gemessen. Jenseits der $3\text{-}\sigma$ -Grenze liegen nur noch 0,27 % der Fälle, d. h. im Durchschnitt wird in 370 Fällen diese Abweichungsgrenze einmal überschritten.

(Dabei ist zu beachten, daß die $3\text{-}\sigma$ -Grenze selbst nicht eigentlich benutzt wird, sie gäbe in den einzelnen Fällen verschiedene Werte, sondern nur der Wert von $3\text{-}\sigma$ im idealen Verteilungsfall gleich der Wahrscheinlichkeit 0,27 % wurde verallgemeinert.)

Diese Zusammenhänge zu wissen ist insofern wichtig, als man sonst darüber stolpern kann, daß verschiedene Autoren verschiedene Fehlergrenzen angeben. Neben der 0,27 %-Grenze haben sich noch andere eingebürgert, so die 0,1 %-, 1 %-, 2 %- und 5 %-Grenze. Im übrigen muß auf die reichlich vorhandene Literatur zur Statistik hingewiesen werden. Hier seien erwähnt: S. KOLLER: Graphische Tafeln zur Beurteilung statistischer Zahlen. 73 S., 6 Abb. und 15 Tafeln, 3. Aufl., Darmstadt 1953. — ERNA WEBER: Grundriß der biologischen Statistik für Naturwissenschaftler und Mediziner. Jena 1956.

Die für die Praxis wichtigen Tafeln von KOLLER benutzen die $3\text{-}\sigma$ -Grenze als Grundlage, geben aber auch die Umrechnungsfaktoren für die 0,1 %-, 1 %- und 5 %-Grenze.

In den Tabellen dieser Arbeit sind neben den Zählergebnissen der einzelnen Proben die Mittelwerte M der Proben eines Fächers und einer Stufe und die mittlere Abweichung angegeben:

$$M = \frac{x_1 + x_2 + \dots + x_n}{n} \quad (n = \text{Zahl der Messungen bzw. der Zählungen})$$

x = Ergebnisse der einzelnen Messungen bzw. Zählungen)

und die mittlere Abweichung

$$\delta = \sqrt{\frac{(x_1 - M)^2 + (x_2 - M)^2 + \dots + (x_n - M)^2}{n - 1}}$$

Zuerst interessiert einmal: In welchen Grenzen kann einem Ergebnis vertraut werden, das auf der Auswertung einer bestimmten Anzahl von Geröllen beruht, bzw. wieviel Gerölle müssen ausgewertet werden, um einem Ergebnis in bestimmten Grenzen vertrauen zu können? Diese „Vertrauensgrenze“ wird auch mit einem der Bergmannssprache entlehnten Ausdruck als „Mutungsgrenze“ bezeichnet.

Zur Feststellung dieser Grenze benutzen wir die Tabelle, deren Werte für $n = 20$ bis $n = 500$ dem Buch von ERNA WEBER 1948 und für $n = 2000$ den Tafeln von KOLLER 1953 entnommen sind. (Die Tafel 4 bei KOLLER gibt die Werte für $n = 2$ bis $n = 100\,000$ und $P = 0,1$ bis $P = 99,9$.)

In unserem Fall ist n die Zahl der bearbeiteten Gerölle und P die beobachtete Häufigkeit. Die Tabelle gibt jeweils die Ober- und Untergrenze an, innerhalb derer unser Zählergebnis einer Probe mit der wirklichen Zusammensetzung des Schotters in der näheren Umgebung der Probe übereinstimmt. Von dem Fehler bei der Bestimmung der Gerölle wird dabei abgesehen.

Tabelle 14. (Erläuterungen im Text)

	$n = 20$	$n = 40$	$n = 100$	$n = 200$	$n = 500$	$n = 2000$
$P = 5\%$	0,46 % 37,48 %	0,79 % 25,74 %	1,4 % 16,0 %	2,0 % 11,9 %	2,8 % 8,8 %	3,6 % 6,6 %
$P = 10\%$	1,60 % 43,23 %	2,54 % 32,16 %	4,1 % 22,5 %	5,2 % 18,2 %	6,7 % 14,8 %	8,1 % 12,2 %
$P = 20\%$	5,16 % 53,5 %	7,5 % 43,5 %	10,7 % 34,3 %	12,9 % 29,7 %	15,2 % 25,9 %	17,4 % 22,8 %
$P = 30\%$	9,9 % 62,5 %	13,7 % 53,7 %	18,4 % 44,9 %	21,3 % 40,4 %	24,3 % 36,4 %	27,0 % 33,2 %
$P = 50\%$	22,2 % 77,9 %	28,6 % 71,4 %	35,6 % 64,4 %	39,6 % 60,4 %	43,4 % 56,6 %	46,6 % 53,4 %

Bei der Auszählung von 200 Geröllen der Korngrößen 3—5 cm der Probe Siplinger 5 (Tab. 5) wurden 19 % Flyschgerölle gefunden. Nach der Tabelle 14 ist es dann statistisch gesichert, daß der Flyschgehalt wirklich zwischen 12 und 29 % liegt. Da zur Ermittlung des Mittelwertes der Steigbachschichten des Hochgrattfächers in der Korngröße 3—5 cm 2500 Gerölle dienen, kann der Flyschgehalt von 21,1 % innerhalb der Grenzen von 18,7—23,7 (nach der Tafel 4 von KOLLER) als statistisch gesichert gelten. Diese Mutungsgrenzen gelten für eine Grenzwahrscheinlichkeit von 0,27 %, d. h. sie würden bei der Auszählung von 370 Proben (im ersteren Fall zu je 200, im letzteren zu je 2500 Geröllen) nur einmal überschritten werden.

Mit Umrechnungsfaktoren von KOLLER kann man rasch die Mutungsgrenzen annähernd errechnen, wenn den Untersuchungen andere Grenzen der Überschrei-

tungswahrscheinlichkeit zugrundegelegt werden sollen. Man multipliziert die Differenzen zwischen P und der Unter- und Obergrenze mit folgenden Faktoren:

Für eine Grenze der Überschreitungswahrscheinlichkeit von

Faktor	
0,1 %	= 1,097
1 %	= 0,86
5 %	= 0,65

Man erhält dann die Unter- und Obergrenzen für die Werte, die in 1000, 100 bzw. in 20 Fällen zufällig einmal überschritten werden und damit einen guten Einblick in die Vertrauenswürdigkeit eines Ergebnisses.

Eine häufige Aufgabe ist es, zwei Stichproben miteinander zu vergleichen und zu beurteilen, ob ihr Unterschied echt oder nur zufallsbedingt ist. Als Anhaltspunkt hierzu diene die Tabelle 15, die der Tafel 5 bei KOLLER entnommene Werte enthält. (Diese Tafel gibt die Werte für $n = 5$ bis $n = 100\,000$ und P_u und $P_o = 0,1\%$ bis $99,9\%$.) Sie gilt nur bei gleichem Umfang der verglichenen Stichproben. (Für den Fall ungleichen Umfanges gibt KOLLER eine weitere Tafel.) In Tabelle 15 ist P_u die Häufigkeit in der Stichprobe mit der kleineren Häufigkeit. Die Tabelle zeigt, um wieviel Prozent der Wert der anderen Stichprobe abweichen muß, damit der Unterschied als statistisch gesichert gelten kann.

In der Probe Siplinger 6 enthält die Korngröße 3—5 cm 21 % Flyschgerölle, die Korngröße 1—2 cm 11 %. Nach Tabelle 15 genügt der Unterschied der 1 %, nicht jedoch der 0,27 %-Klausel. Bei rund 200 Stichprobenvergleichen würde der Unterschied durchschnittlich einmal überschritten werden. Damit kann er zwar als echt angesehen werden, sollen jedoch aus dem Unterschied wichtige Schlußfolgerungen gezogen werden, muß das Material noch vergrößert werden. Da sich nun beim Vergleich dieser beiden Korngrößen bei allen Proben des Chattes und unteren Aquitans, d. h. beim Vergleich von rund 6000 Geröllen jeder Korngröße annähernd dieselbe Differenz ergibt, ist das Ergebnis völlig gesichert, denn bei dieser Anzahl ist nur noch eine Differenz von 1,8 % notwendig.

Tabelle 15. (Erläuterungen im Text)

	n = 20	n = 40	n = 100	n = 200	n = 500	n = 2000
P = 2 %	42 %	25 %	12 %	7,4 %	3,7 %	1,6 %
P = 5 %	45 %	28 %	15 %	9,2 %	5,0 %	2,3 %
P = 10 %	47 %	31 %	17 %	11 %	6,6 %	3,0 %
P = 20 %	48 %	33 %	20 %	13,5 %	8,2 %	3,9 %
P = 30 %	48 %	35 %	21 %	15 %	9,1 %	4,4 %
P = 50 %	45 %	33 %	21 %	15 %	9,6 %	4,7 %

Das nächste Beispiel soll zeigen, daß die Statistik nur Hilfestellung leisten, dem Bearbeiter jedoch nicht das tiefere Eindringen in das Material abnehmen kann. In den Steigbachschichten des Hochgratfächers nimmt der Buntsandstein auf 0,9 % zu von 0,2 % in den Weißbachschichten. Kann diese Zunahme auf zufällige Schwankungen zurückgeführt werden oder ist sie reell? Es wäre eine Differenz von 0,75 % nötig,

damit der Unterschied als statistisch gesichert gelten kann. Wieder genügt das Ergebnis zwar der 1 %-, nicht jedoch ganz der 0,27 %-Grenze der Überschreitungswahrscheinlichkeit. Nun gehört der Buntsandstein zu den Triassedimenten. Diese erhöhen sich aber ebenfalls von 9,3 % auf 16,7 %. Da laut Tabelle 15 dieser Unterschied als statistisch gesichert gelten kann, kann man das gleiche für den Buntsandstein annehmen, noch dazu, da dieser auch in den anderen Stufen sich immer wie die anderen Triasgesteine verhält.

Schließlich könnte man die Werte des Unterchatts und des Rupels zusammenfassen und dem zusammengefaßten Wert des Oberchattes und Unteraquitans gegenüberstellen. Die Differenz erhöht sich dabei nur wenig, der Umfang des Materials jedoch beträchtlich. Dadurch ist auch auf diesem Wege die Zunahme des Buntsandsteins statistisch gesichert.

Da hier mehrere Dinge zusammentreffen — gleichsinnige Entwicklung über mehrere Stufen, Parallellauf mit der Entwicklung verwandter Gerölltypen —, würde man die Zunahme des Buntsandsteins sogar dann als echt ansehen, wenn die Differenz noch etwas geringer wäre.

Der Buntsandstein wurde als Beispiel gewählt, weil er in der Geröllgesellschaft des Hochgratfächers mit keinem anderen Gestein verwechselt werden kann, sein Bestimmungsfehler also praktisch gleich Null ist. Dieser Bestimmungsfehler ist für die einzelnen Gesteinsarten verschieden, er ergibt sich empirisch. Glücklicherweise ist er bei den häufigsten Gerölltypen der Hauptgruppen gering.

Der Sandkalk und der Kieselkalk des Flysches lassen sich zwar schwer scharf gegeneinander, aber sehr gut gegen alle nicht zum Flysch gehörenden Gesteine abgrenzen. Auch die Fleckenmergel und Aptychenkalke des Jura (und Neokom) und die Dolomite der Trias sind gut zu bestimmen. Das gleiche gilt natürlich für die Flyschfeinbrekzien, die Flyschsandsteine (die Übergänge zum Sandkalk zeigen, jedenfalls aber innerhalb der Flyschgruppe bleiben), den Radiolariten, den Buntsandstein und den Kristallin, die alle jedoch zahlenmäßig keine große Rolle spielen.

Sehr beträchtliche Schwierigkeiten machten dagegen verschiedene Typen der Flyschkalke, Jurakalke und Triaskalke. Die Zahlen für die Triaskalke im Hochgratfächer sind eher etwas zu gering, denn es wurden nur wirklich sichere Triaskalke als solche gezählt. Am größten ist die Möglichkeit fehlerhafter Bestimmung bei den Gruppen der „sonstigen Flyschkalke“ und „anderen Juragesteinen“. Diese Gruppen enthalten sovieler indifferente Allerweltskalke — die z. T. auch nicht im Dünnschliff zu unterscheiden sind —, daß besonders bei dem großen Teil der im Gelände ausgeführten Analysen die Fehlbestimmungen bis zur Hälfte der Gerölle dieser Gruppe ausmachen können.

Das gefährdet nicht den Wert der Analysen. Liegen doch z. B. die Mittelwerte der einzelnen Stufen des Hochgratfächers bei den „sonstigen Flyschkalken“ zwischen nur 3,3 und 8 %, die der „anderen Juragesteine“ zwischen 2,8 und 8,7 %. Alle wesentlichen Schlußfolgerungen, die in dieser Arbeit auf den Unterschieden des Gehaltes an Flysch oder Jurageröllen aufbauen, benutzen aber Unterschiede von 20 und mehr Prozent, liegen also außerhalb jeden Fehlereinflusses.

Im oberen Aquitan scheinen einige Flyschkalke zu den Juragesteinen gerechnet worden zu sein. Die Gruppe „andere Juragesteine“ nimmt nämlich zu — gegenüber

dem unteren Aquitan — als die Flyschgerölle ebenfalls beträchtlich zu-, die Fleckenmergel und der Aptychenkalk jedoch etwas abnehmen.

Neben der Genauigkeit der einzelnen Probe ist noch die Genauigkeit wichtig, mit der eine Schichtenfolge regional und stratigraphisch gesehen durch Proben erfaßt worden ist, d. h. ob die Zahl der Proben und damit auch ihr Mittelwert für die zu erfassende Gesamtheit tatsächlich repräsentativ ist. Das zu entscheiden, muß dem Ermessen des betreffenden Geologen überlassen bleiben, da man ja bei geologischen Objekten vor ihrer Untersuchung nie genau weiß, wie weit mit einem reellen Mittelwert gerechnet werden kann. In einem Gefäß, das mit schwarzen und weißen Steinen gefüllt ist, gibt es einen echten Mittelwert, und sind die Steine gut durchgemischt, so sind Unterschiede beim getrennten Auszählen des oberen und unteren Teiles der Gefäßfüllung nur zufällig. Bei geologischen Objekten dagegen muß der Geologe, wenn er sich vom Ausgangspunkt der Untersuchungen fortbewegt — sei es in zeitlicher oder regionaler Richtung — ständig damit rechnen, auf eine Änderung in der Zusammensetzung zu stoßen, die nicht zufällig ist, sondern ursächlich mit der Entstehung des Gesteins zusammenhängt. Spätestens an diesem Punkt muß er die erste „statistische Gesamtheit“ abschließen und eine neue beginnen lassen.

Der Umfang einer statistischen Gesamtheit hängt auch von den untersuchten Merkmalen ab. Teilt man die Gerölle des Hochgratfächers nur in Flysch- und oberostalpine Gesteine ein, könnten das obere Chatt und das untere Aquitan als eine statistische Gesamtheit aufgefaßt werden. Untersucht man jedoch auch das Verhalten der Trias- und Juragesteine des Oberostalpins zueinander, muß man auch das obere Chatt und untere Aquitan trennen (Abb. 4). Um die Zahl der notwendigen Proben nicht zu stark anschwellen zu lassen, erfaßt man am besten zuerst die Mitte des Gebietes und die äußersten erreichbaren Punkte (wieder sowohl in zeitlicher als auch in regionaler Richtung gesehen) und legt dann die nächsten Stichproben soweit wie möglich und nötig dazwischen.

Wenn man eine größere Anzahl von Analysen durchgeführt hat, kann meist schon bei bloßer Betrachtung eines Konglomerates erkannt werden, ob sich die Zusammensetzung geändert hat.

Durch die Einbeziehung des Gebietes zwischen den Proben in die Beobachtung ist die Genauigkeit der Bearbeitung der Subalpinen Molasse wesentlich größer als aus der Zahl von 90 Proben (rund 40 000 Gerölle) für dieses recht große Gebiet, dessen Sedimente einen beträchtlichen Zeitraum vertreten, geschlossen werden könnte.

Die statistischen Methoden lassen sich auch bei Dünnschliffuntersuchungen anwenden. Der Dünnschliff entspricht einer Stichprobe. Allerdings erhält man hier den prozentualen Anteil eines Mineralen oder eines Gesteinskornes im groben Schliff im allgemeinen nicht durch Kornzählung, sondern durch Streckenmessung. Bei einem Gestein gleichmäßiger Körnung erhält man die ungefähre Kornzahl, indem die ausgemessene Strecke durch den mittleren Korndurchmesser dividiert wird. Mit dieser Kornzahl, als n in die Tabellen 14, 15 oder die Tafeln von KOLLER gehend, kann die Sicherheit der Messung eines Schliffes oder die Gültigkeit eines Unterschiedes zwischen zwei Dünnschliffen bzw. Dünnschliffgruppen nachgeprüft werden.

Sind in einem fein- oder mittl-körnigen Gestein noch sehr große Kristalle oder Gerölle enthalten, dann lassen sich diese in ihrem zahlenmäßigen Verhältnis zu dem feinkörnigen Material durch Dünnschliffe kaum mehr erfassen. In diesem Fall

wird nur der normalkörnige Anteil des Gesteines im Dünnschliff ausgemessen und zu dem Anteil der großen Komponenten — z. B. Feldspäte — in Beziehung gesetzt, der im Anschliff oder an einer geeigneten Aufschlußwand ausgemessen wird. Den Wert n erhält man in diesem Fall durch Division der am Anschliff oder der Aufschlußwand gemessenen Strecke durch die mittlere Korngröße der großen Einsprenglinge.

Bei den Dünnschliffuntersuchungen interessierte es, wie weit die im Mikroskop gemessene Korngröße — z. B. des Quarzes in den Sandkalken und Sandsteinen — mit der wahren Korngröße übereinstimmt, da ja das Korn meist nicht in der Mitte zerschnitten wird.

Folgende zwar nicht sehr elegante, aber dafür ohne höhere Mathematik aus-

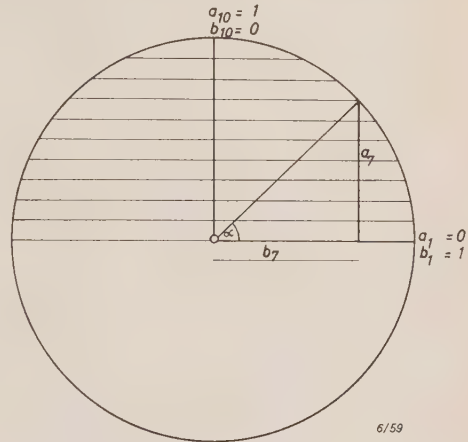


Abb. 22. Erläuterungen im Text.

kommende Rechnung zeigt, daß der Unterschied, wenn wir eine kugelförmige Gestalt der Körner annehmen, nicht bedeutend ist.

Eine Kugel mit dem Radius 1 wird in 20 Scheiben zerlegt gedacht (siehe Abb. 22). In einer Halbkugel wird die Entwicklung der Radien b_1 —10 betrachtet, wenn der Abstand a vom Mittelpunkt von 0—1 zunimmt. a ist aber der Sinus des Winkels α und b = dem Kosinus desselben Winkels.

a_1 — a_{10}	b_1 — b_{10}
0,0	1,000
0,1	0,995
0,2	0,980
0,3	0,954
0,4	0,916
0,5	0,866
0,6	0,800
0,7	0,714
0,8	0,600
0,9	0,436

8,261 : 10

$$\frac{1}{0,83} = 1,2$$

Wir brauchen nur den Sinus von 0,1; 0,2; 0,3 ... bis 0,9 aufzusuchen, der zu dem entsprechenden Winkel gehörige Kosinuswert ist dann der Radius der Kreisschnitte zu den Abständen 0,0—0,9. Die Werte sind nebenstehend aufgeführt. Danach braucht man den Mittelwert der im Mikroskop gemessenen Werte nur mit 1,2 zu multiplizieren, um den wahren Mittelwert zu erhalten. Genau so günstig liegt das Ergebnis bei Ellipsoiden. Bei Formen mit dreieckigem Querschnitt dagegen beträgt der Mittelwert der im Mikroskop gemessenen Durchmesser die Hälfte des Mittelwertes der wirklichen Durchmesser; sie würden also den Korrekturfaktor 2 erfordern.

Zusammenfassend kann gesagt werden: Die Statistik gibt dem Geologen die Möglichkeit, Tatsachen und Zusammenhänge festzustellen, die bloßer Beobachtung nicht zugänglich sind, und erlaubt ihm die Sicherheit, seine Ergebnisse zu beurteilen. Jedoch darf und kann sie nicht die persönliche Initiative beim An-

setzen und der Durchführung einer Untersuchung und der Auswertung ihrer Ergebnisse ausschalten. Die geistige Durchdringung des Materials muß über die statistische hinausgehen.

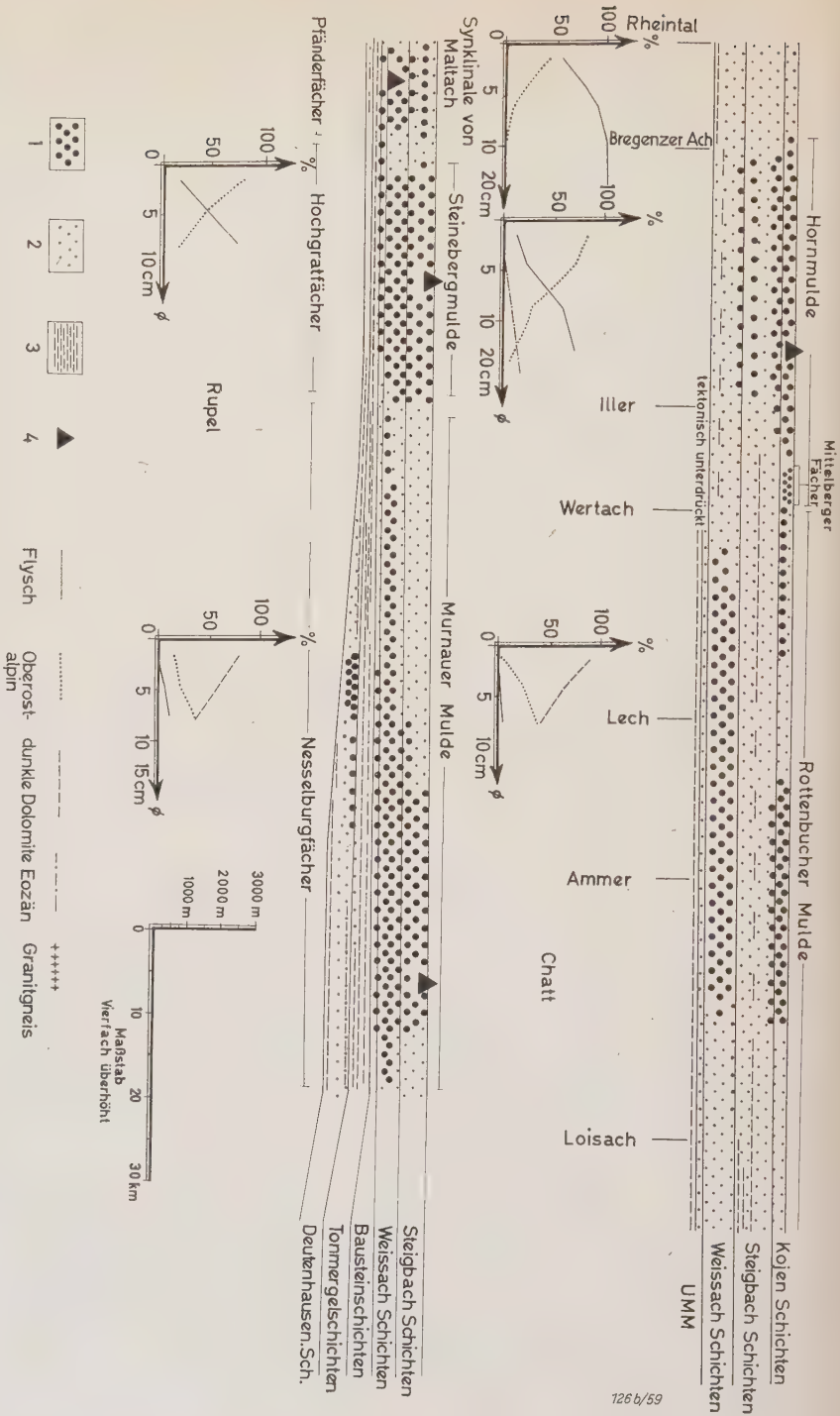


Abb. 23.

Faziesverteilung und Geröllführung der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar.
 1 Wechsellagerung von Nagelfluhbänken und Mergeln mit wenig Sandsteinen.
 2 Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln.
 3 Die Mergel herrschen bei weitem vor.
 4 An diesen Punkten steigt die Geröllgröße auf 25 cm und darüber an. (Die stratigraphische Lage des Punktes im Chait des Pfänderfaches ist nicht gesichert.)

Die Diagramme der Geröllzusammensetzung sind aus den Proben der betreffenden Schichten gemittelt. Die untersten Diagramme gelten für das Rupel, die darüber für das Chait, dann für das Aquitan, das Burdigal und die obersten für die Proben der OSM.

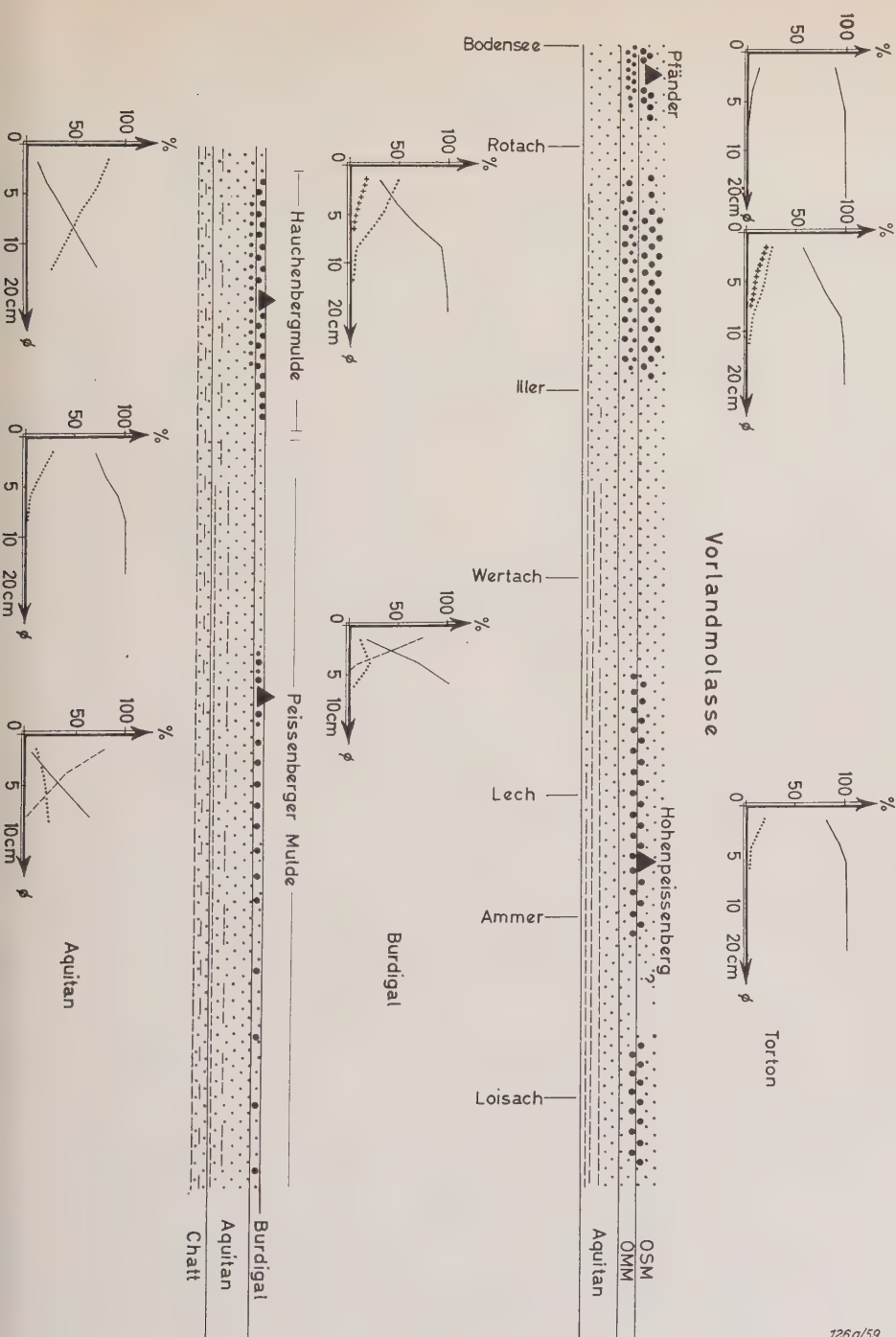


Tabelle 16. Dolomitanalysen (zu S. 71)

Nr.	Gesteinsbezeichnung	Fundort	In HCL unl. Rückst.	H ₂ O	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	SiO ₂	Spuren
1	dunkl., kristall. Dolomit	b. Dietringen, Bl. Roßhaupten	0,14	0,01	—	—	33,16	19,25	47,42	—	Fe, SiO ₂
2	dunkl., kristall., zelliger Dolomit	Halblech, 2. Bank v. u.	Auf- schluß	0,04	0,22	0,14	33,16	19,10	46,98	0,38	—
3	dunkl., dichter Dolomit	Halblech, 7. Bank v. u.	0,30	0,02	—	—	33,67	18,72	47,28	—	Fe, SiO ₂
4	grauer, kristall. Dolomit	Halblech, 7. Bank v. u.	0,12	0,04	—	—	32,05	20,60	47,20	—	Fe, SiO ₂
5	grauer, dichter Dolomit	Brosis Elleg, Bl. Wertach	0,32	0,05	—	—	33,45	18,87	47,21	—	Fe, SiO ₂
6	grünlichgrauer, kristall. Dolomit	Seehausen, Bl. Murnau	0,20	0,01	—	—	33,02	19,38	47,41	—	Fe, SiO ₂
7	brauner (Trias-) Dolomit	Kranzegg	0,17	0,06	—	—	32,32	19,93	47,43	—	Fe, SiO ₂
8	hellbräunl., gleichkörn. Dolomit	Senkele, Bl. Seeg	0,29	0,04	—	—	32,59	19,73	47,44	—	Fe, SiO ₂ , Mn
9	fleischfarb., feinkörn. Dolomit	Brosis Elleg, Bl. Wertach	0,14	0,08	—	—	33,17	19,12	47,42	—	Fe, SiO ₂
10	gelber, brekziöser Dolomit	Senkele, Bl. Seeg	0,41	0,06	—	—	32,73	19,43	47,37	—	Fe, SiO ₂ , Mn
11	gelblichweißer, kristall. Dolomit	Echelsbacher Brücke	0,34	0,04	—	—	32,03	20,32	47,35	—	Fe, SiO ₂
12	bräunliche, zersetzte Dolomite	Auer Berg, im Tobel bei Eschach	0,42	0,07	—	—	32,18	19,93	47,42	—	Fe, SiO ₂
13	2 kg dunkle Dolomite	Nesselburgfächer	0,33	—	0,41	0,40	31,57	20,30	46,90	0,01	—
14	Raibler Rauhwaacke	Ellesbach 1460 m, Bl. Hinterstein	0,83	0,07	—	—	40,85	12,68	45,58	—	Fe, SiO ₂
15	Wettersteindolomit	Roßkopfgipfel, Bl. Schrecksee	0,34	0,05	—	—	32,60	19,56	47,42	—	Fe, SiO ₂ , Mn
16	bituminöser Hauptdolomit	Bhrg. im Isarbett am Sylvenst.	Auf- schluß	0,10	1,77	0,11	32,19	18,98	45,36	1,40	0,13 % org. Subst.
17	roter Dolomit	Kitzbühler Horn	"	0,03	3,23	0,21	29,40	20,39	43,52	3,21	Mn
18	dunkler Dolomit	Obernau b. Kitzbühl	"	0,07	3,22	—	28,00	20,39	44,77	3,55	Mn
19	grauer Devon?-Dolomit	knapp SE Hopfgarten	"	0,03	3,99	2,84	30,55	14,92	43,60	3,98	—
20	dunkler, kristall. Dolomit	Gaßberg (Kirchberg) b. Kitzbühl	"	0,13	5,17	—	25,18	11,62	34,92	23,01	—

Dolomite der
Molasse-NagelfluhenOberost-
ap. TriasGrauwacken-
zone

Tabelle 17. Maximale Geröllgrößen

Probe	Stufe	Gestein	a $\geq$	b $\geq$	c
Pfänderfächer:					
Egg	Rup./Chatt	Sandkalk s. grob	27	20	17
		Sandkalk	18	18	13
Riesenkonglom.	Chatt	Glaukonitsandstein		150	
Langen	Burdigal	Porphy	9	8	5
Wirtatobel 3	Helv./Tort.	Sandkalk	30	22	15
Hochgratfächer:					
Großdorf	Rupel	Fleckenmergel	11	10	8
Siplinger 0	Rupel	Sandkalk	10	9	7
Siplinger 3	Chatt	Sandkalk		18	
Siplinger 4	Chatt	Eozänkalk	22	20	17
Siplinger 7	Chatt	Sandkalk	30	25	10
Siplinger 9	Chatt	Eozänsandkalk	40	39	23
Mittag	Chatt	Sandkalk	25	15	10
Halden	Aquitain	Sandkalk	10	9	7
Trabers	Aquitain	kies. Sandkalk	15	12	10
Gschwend. Horn	Aquitain	Sandkalk	30	20	15
		Gneis	22	15	10
		Felsitporphy	14	10	9
Rottachberg 2	Aquitain	Sandkalk	25	19	12
		Gneis	22	8	8
Ettensberg	Aquitain	Sandkalk		9	
Wilhams	Burdigal	Kieselkalk	25	15	12
Rieggis	Burdigal	Sandkalk	30	20	10
		Kieselkalk	30	20	10
Maria Berg	Torton	Sandkalk	25	15	10
		Gneis	10	9	7
Weißbach	Aquitain	Haupt?-Dolomit	20	12	9
Mittelberger Fächer:					
Mittelberg	Aquitain	Kieselkalk		10	
Burgkranzegg	Aquitain	kies. Sandkalk	23	15	9
Nesselburgfächer:					
Dietringen	Rupel	heller Dolomit	15	14	12
		schwarzer Kalk	14	14	6
		Eozänsandkalk	17	12	7
Unterhalden	Rupel	Gangquarz	22	19	10
		dunkl. Quarzit	21	14	12
Kranzegg	Chatt	Dolomitbrekzie		6	
Wertach	Chatt	Dolomitbrekzie	12	9	6
Seehausen	Chatt	Sandkalk	40	35	30
Bachtel	Aquitain	Sandkalk		10	
Auerberg	Helvet	Sandkalk	90	70	50

10. Zusammenfassung

Die hier angewandte Methode der Schotteruntersuchung wird dargestellt und begründet. Die Faziesverteilung und Geröllführung (und deren Entwicklung in der Zeit) des Hochgratfächers werden beschrieben und seine Grenzen zu den Nachbarfächern festgelegt. Die Ursache für das Einsetzen der Konglomerate über feinen Mergeln sofort mit großen Geröllern wird darin gesehen, daß ein fließendes Gewässer in der Zeit, in der die Fließgeschwindigkeit zunimmt, nicht sedimentiert, wenn die gleichzeitige Senkung nicht sehr groß ist. Die Ablagerung kann erst wieder bei abnehmender Fließgeschwindigkeit stattfinden. Der Hochgratfächer wird als Mündungsdelta eines in ein, wahrscheinlich mit Wasser gefülltes, einheitliches Becken mündenden Flusses aufgefaßt. Das Pendeln dieser Mündung brachte die einzelnen Punkte des Fächers wechselnd in den Bereich schwächster und stärkster Strömung.

Es werden die Ausdehnung und die Geröllführung der Nachbarfächer des Hochgratfächers bis zur Isar und bis zum Rhein beschrieben. In ihnen wurde dieselbe plötzliche Zunahme der Flyschgerölle — zu nur wenig verschiedenen Zeitpunkten — beobachtet, wie sie im Hochgratfächer innerhalb des Aquitans, verbunden mit dem Erscheinen von Gneisen, auftrat.

Das Herkunftsgebiet der dunklen Dolomite wird diskutiert und dabei für sie — wie auch für die Gneise — die Annahme widerlegt, sie entstammten einer nördlich des Flysches gelegenen Schwelle. Eine Entscheidung, ob die dunklen Dolomite der Grauwackenzone, dem Oberostalpin oder einer anderen Einheit südlich des Flysches entstammen, konnte nicht getroffen werden; die chemischen Analysen und die Dünnschliffuntersuchungen sprechen gegen ersteres.

Die eigentümliche Tektonik der Molasse kann nicht sehr tief reichen, da sie eine deutliche Abhängigkeit von der Stärke der Schotterführung zeigt. Aus dem Ausmaß der Faziesänderung von Mulde zu Mulde kann geschlossen werden, daß die zwischen den Mulden abgetragenen Streifen nur so breit waren, wie es sich aus der Verbindung der Mulden durch normale Sättel ergeben würde. In einem eigenen Abschnitt wird versucht, ein paläogeographisches Bild des Gebietes und der Zeit der Subalpinen Molasse und des damaligen Nordalpenrandes zu zeichnen.

Zum Schluß wird eine kurze Übersicht über die Gerölltypen gegeben und es werden einige Gerölle problematischer oder interessanter Herkunft beschrieben.

Die Abbildung 23 faßt die Faziesverteilung, die Ausdehnung der Fächer und deren Geröllführung in den einzelnen Stufen zusammen.

* * *

Tabelle 17 gibt die jeweils größten Gerölle einer Gesteinsart aus einer Anzahl von Fundpunkten an, die in dieser Größe natürlich nur selten auftreten, so daß man selbst in guten Aufschlüssen einige Zeit suchen muß, um Gerölle gleicher Größe in gleichartigen Nagelfluhen zu finden. Andererseits wird man bei sehr eingehender Suche naturgemäß auch noch größere Gerölle finden können. Innerhalb der Fächer sind die Proben stratigraphisch geordnet. a, b, c stellen den größten, mittleren und kleinsten Durchmesser des Gerölles dar.

Schrifttum

- BLÜHER, H. J.: Molasse und Flysch am bayerischen Alpenrand zwischen Ammer und Murnauer Moos. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **16**, S. 7—55, München 1935.
- BODEN, K.: Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayerischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. — Mitt. geogr. Ges. München, **18**, S. 428—504, München 1925.
- : Über die Entstehung und Bedeutung der oberbayerischen Molasse. — Cbl. Miner. usw. 1926, B, S. 236—240, Stuttgart 1926.
- : Beschaffenheit, Herkunft und Bedeutung des ostalpinen Molasse-Schuttes. — Abh. geol. Landesunters. Bayer. Oberbergamt, **4**, 33 S., München 1931.
- : Ein Beitrag zur Kenntnis der Chiemgauer Molasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 337—354, Berlin 1935.
- BREYER, F.: Versuche zur geologischen Deutung der reflexionsseismischen Messungen in der Gefalteten Molasse Bayerns. — Bull. Ver. Schweizer. Petrol. Geol. u. Ing., **25**, 68, S. 29—35, 5 Abb., Basel 1958.
- & DOHR, G.: Betrachtungen über den Bau der gefalteten Molasse im westlichen Bayern mit Beziehung auf das Molasse-Vorland und die angrenzenden Teile der Alpen auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. — Erdöl u. Kohle, **12** 5, S. 315—323, 5 Abb., Hamburg 1959.
- BÜCHI, U.: Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. — 99 S., Zürich 1950. — [Diss.].
- CADISCH, J.: Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. — Geol. Rdsch., **19**, S. 105—119, Berlin 1928.
- CAILLEUX, A.: L'indice d'emoussé: définition et première application. — C. R. somm. soc. géol. France, S. 251—252, Paris Nov. 1947.
- : Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie. — Geol. Rdsch., **40**, H. 1, S. 11—19, Stuttgart 1952.
- CORNELIUS, H. P.: Einige Bemerkungen über die Geröllführung der bayerischen Molasse. — Verh. geol. Bundesanst., Nr. 10/11, 10 S., Wien 1920.
- : Beobachtungen über die Geröllführung der Molasse am Allgäuer Alpenrande. — Verh. geol. Bundesanst., Nr. 11/12, S. 183—191, Wien 1923.
- COX, E. P.: A method of assigning numerical and percentage value to the degree of roundness of sand grains. — J. Paleont., S. 179—183, Menasha/Wisc. 1927/28.
- DEHM, R.: Zur Gliederung der jungtertiären Molasse in Süddeutschland nach Säugetieren. — N. Jb. Geol. Paläont. 1951, Mh., S. 140—152, Stuttgart 1951.
- : Die Säugetierfaunen in der Oberen Süßwassermolasse und ihre Bedeutung für die Gliederung. — In: Erl. geol. Übersichtskarte süddtsch. Molasse 1:300 000, S. 81—88, München (Bayer. geol. L.-A.) 1955.
- ERB, L.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Allgäuer Molasse. — Geognost. Jh., **35** (1922), S. 167—192, München 1923.
- ERICSON, D. B., EWING, M., HEEZEN, B. C.: Turbidity Currents and Sediments in North Atlantic. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **36**, S. 489—511, Tulsa 1952.
- Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte der Süddeutschen Molasse 1 : 300 000, bearb. von G. ABELE, B. BESCHOREN, R. DEHM, L. ERB, B. FUCHS, O. GANSS, H. KIDERLEN, H. NATHAN, F. NEUMAIER, P. SCHMIDT-THOMÉ & W. STEPHAN, München 1955.
- FISCHER, G.: Gedanken zur Gesteinssystematik. — Jb. preuß. geol. L.-A., **54**, S. 553—584, Berlin 1933.

- FÜCHTBAUER, H.: Transport und Sedimentation der westlichen Alpenvorlandsmolasse. — Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., **4**, S. 26—53, Heidelberg 1954.
- : Die Sedimentation der westlichen Alpenvorlandmolasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **105** (1953), S. 527—530, Hannover 1955.
- GANSS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P.: Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 402—495, Hannover 1953.
- GILLITZER, G.: Geologie des Südgebietes des Peißenberger Kohlenreviers. — Jb. k. k. geol. Reichsanst., **64**, Wien 1914.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — Gotha 1861.
- : Geologie von Bayern. — Cassel 1894.
- GUGGENMOOS, TH.: Über Korngrößen und Kornverteilung von Sanden verschiedener geologischer Entstehung. — N. Jb. Miner. usw., B.-Bd., **70**, B, S. 26—89, Stuttgart 1933.
- HABICHT, K.: Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. — Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., **83**, Lfg. 113, 166 S., Bern 1945.
- HAGN, H.: Über Umlagerungsvorgänge in der subalpinen Molasse Oberbayerns und ihre Bedeutung für die alpine Tektonik. — Geol. Bavarica, **5**, 45 S., München 1950.
- : Fazies und Mikrofauna der Gesteine der Bayerischen Alpen. — 174 S., 141 Mikrophotogr. auf 71 Taf., 8 Tab., Leiden 1955.
- & ZEIL, W.: Der Geröllbestand der jungkattischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. — Geol. Jb., **69**, 5 Taf., 1 Abb., S. 537—598, Hannover 1955. — [Sep. 1954].
- HEIM, A., BAUMBERGER, E. & STEHLIN, H. G.: Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberges. — Vjschr. naturforsch. Ges. Zürich, **73**, S. 1—64, Zürich 1928.
- KORDIUK, B.: Zur Entwicklung des subalpinen Molassetroges. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **187**, 47 S., Berlin 1938.
- KRAUS, E.: Sedimentationsrhythmus im Molassetrog des bayerischen Allgäu. — Abh. naturf. Ges. Danzig, **1**, Danzig 1923.
- : Geologische Forschungen im Allgäu, I: Molasse. — Geol. Arch., 1926, H. 1—5, München 1926.
- : Neue Spezialforschungen im Allgäu. — Geol. Rdsch., **18**, S. 189—221 u. 263—298, Berlin 1927.
- : Geologie des Mittelallgäus. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **69**, B, S. 189—256, Taf. 8 u. 9, 1 Abb., Stuttgart 1932.
- : Zur Baugeschichte des Alpenvorlandes. — Z. deutsch. geol. Ges., **102**, S. 216—226, 7 Abb., Hannover 1951 (1951 a).
- : Die Baugeschichte der Alpen. II: Neozoikum. — 489 S., Berlin 1951 (1951 b).
- & REIS, O. M.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Immenstadt. — 160 S., München (Verl. Bayer. Oberbergamt) 1929.
- KREUTER, F.: Beitrag zur Beurteilung der Abnützung der Flußgeschiebe. — Z. Österr. Ing. u. Arch. Ver., **50**, 2 S., Wien 1913.
- KRUMBEIN, W. C.: Measurement and Geological Significance of Shape and Roundness of Sedimentary Particles. — J. sedim. Petrol., **11**, S. 64—72, Tulsa/Oklah. 1941.
- KUENEN, PH. H.: Significant Features of Graded Bedding. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **37**, S. 1044—1066, Tulsa 1953.
- & MIGLIORINI, C. J.: Turbidity Currents as a Cause of Graded Bedding. — J. Geol., **58**, S. 91—127, Chicago 1950.
- LEBLING, CL.: Die paläogeographische Bedeutung der oberbayerischen Molasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **80**, S. 511—520, Stuttgart 1928.
- LEMCKE, K., ENGELHARDT, W. v. & FÜCHTBAUER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Westteil der ungefalteten Molasse des süddeutschen Alpenvorlandes. — Beih. Geol. Jb., **11**, 174 S., 9 Taf., 31 Abb., 72 Tab., Hannover 1953.
- LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J.: Neue Geröllstudien in der Molasse. — Verh. schweiz. naturf. Ges., S. 108—110, Sion 1942.

- MÜLLER, F.: Acht Profile und ein paar Worte zur Kenntnis des geologischen Baues der Allgäuer Vorlandmolasse. — Ber. Naturwiss. Ver. Schwaben und Neub., **48**, S. 11—28, Augsburg 1930.
- MUHEIM, F. P.: Subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. — Ecl. geol. Helv., **27**, S. 182 bis 295, Basel 1934.
- POSER, H. & HÖVERMANN, J.: Beiträge zur morphometrischen und morphologischen Schotteranalyse. — Abh. naturf. Ges., S. 12—36, Braunschweig 1952.
- REICH, H.: Ergebnisse seismischer Untersuchungen im Kohlenbergwerk Peißenberg. — Erdöl u. Kohle, **4**, S. 538—543, Hamburg 1951.
- RENZ, H.: Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. — Ecl. geol. Helv., **30**, S. 87 bis 214, Basel 1936.
- RICHTER, M.: Über die untere Meeresmolasse zwischen Lech und Rhein. — Cbl. Miner. usw., 1925, B, S. 309—314, Stuttgart 1925.
- : Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Allgäuer Molasse. — Geol. Rdsch., **17 a**, S. 317—362, Berlin 1926.
- : Neue Spezialforschungen im Allgäu. — Geol. Rsch., **19**, S. 51—62, Berlin 1928.
- : Zur Altersfrage der oberbayerischen Oligozänmolasse. — Cbl. Miner. usw., B, S. 427 bis 434, Stuttgart 1932.
- : Die deutschen Alpen und ihre Entstehung. — Samml. deutsch. Boden, **5**, Berlin 1937.
- : Die Gliederung der subalpinen Molasse. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **83**, B, S. 1—45, Stuttgart 1940.
- RÖSCH, A.: Der Kontakt zwischen dem Flysch und der Molasse im Allgäu. — 40 S., 1 Kte., 2 Taf., München 1905. — [Diss.].
- SCHIEMENZ, S.: Schotteranalysen des Porphyrkonglomerates im obersten Rotliegenden des östlichen Harzvorlandes. — Hall. Jb. mitteld. Erdgesch., **2**, S. 3—27, Halle 1953.
- : Schotteranalyse und Paläogeographie der Subalpinen Molasse Südbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **105** (1953), S. 396—401, Hannover 1955.
- SCHOKLITSCH, A.: Handbuch des Wasserbaues. — Wien 1950.
- SPECK, J.: Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. — Zug 1953.
- SZADEZKY-KARDOSS, E. v.: Die Bestimmung des Abrollungsgrades. — Cbl. Miner. usw., 1933, B, S. 389—401, 8 Abb., Stuttgart 1933.
- THOMAS, H.: Stratigraphie und Tektonik der Allgäuer Molasse nördlich vom Weißach- und Alpeetal. — N. Jb. Miner. usw., Beil.-Bd., **55**, B, S. 429—467, Stuttgart 1926.
- TRAUB, FR.: Beitrag zur Kenntnis der miozänen Meeresmolasse ostwärts Laufen/Salzach unter besonderer Berücksichtigung des Wachtbergkonglomerates. — N. Jb. Miner. usw., 1945—1948, B, S. 53—71 u. 161—174, Stuttgart 1948.
- VOLLMAYR, T.: Die gefaltete Molasse zwischen Iller und Rhein. — Roemeriana, **1** (DAHLGRÜN-Festschrift), S. 183—194, Clausthal-Zellerfeld 1954.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25 000, Blatt Nr. 8426 Oberstaufen. — 3 Taf., 1 Abb., München 1958.
- WADELL, H.: Volume, Shape and Roundness of Rock Particles. — J. Geol., **40**, S. 443—451, Chicago 1932.
- WAGNER, G.: Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. — 2. Aufl., 565 Abb., Oehringen 1950.
- WEITHOFER, K. A.: Die Oligozänablagerungen Oberbayerns. — Mitt. geol. Ges., **10**, Wien 1917.
- : Molasse und Alpenrand in Oberbayern II. Ist die oberbayerische Molasse von alpinen Decken überfahren? — Cbl. Miner. usw., 1934, B, S. 1—12, 3 Abb., Stuttgart 1934.
- : Molasse und Alpenrand in Oberbayern III. Die tektonischen Bewegungen und deren Ausmaße in der oberbayerischen Molasse. — Cbl. Miner. usw., 1934, B, S. 353—368 Stuttgart 1934.

- WENTWORTH, CH. K.: The Shapes of Pebbles. — Bull. US. Geol. Surv., **730**, C, S. 91—114, Washington 1922.
- WOLFF: Fauna der Südbayerischen Oligozänmolasse. — Paläontographica, **43**, Stuttgart 1897.
- ZEIL, W.: Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten (subalpine Molasse Oberbayerns). — Geol. Bavarica, **17**, S. 101—112, München 1953.
- ZEUNER, F.: Schotteranalysen. — Geol. Rdsch., **24**, S. 64—104, Stuttgart 1933.
- ZINGG, TH.: Beitrag zur Schotteranalyse. — Schweiz. Miner. u. Petrogr. Mitt., **15** (1935), S. 39 bis 140, Zürich 1935.
- ZÖBELEIN, H. K.: Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. — Erdöl und Kohle, **5**, S. 617—623, Hamburg 1952 (1952 a).
- : Die Bunte Molasse bei Rottenbuch (Obb.) und ihre Stellung in der Subalpinen Molasse. — Geol. Bavarica, **12**, 86 S., München 1952 (1952 b).
- : Zur Alterdeutung der Cyrenenschichten in der subalpinen Molasse Oberbayerns. — Geol. Bavarica, **17**, S. 113—134, München 1953.
- : Funde von Land- und Süßwasserschnecken in der chattischen und aquitanischen Bunten Molasse des bayerischen Allgäus. — Z. deutsch. geol. Ges., **105** (1953), S. 384 bis 395, Hannover 1955 (1955 a).
- : Über Alttertiär-Gerölle aus der subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns und der inneralpinen Molasse (Angerbergsschichten) des Tiroler Unterinntales. — Jb. Geol. Paläont., 1955, S. 342—348, Stuttgart 1955 (1955 b).
- : Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. — Abh. hess. L.-A. Bodenforsch., **23**, 91 S., 2 Abb., Wiesbaden 1957.
- : Land- und Süßwasserschnecken aus dem Chattien und Aquitanien der Subalpinen Molasse des westlichen Allgäus. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. Nr. 8426 Oberstaufen, München 1958.

Autorenregister

- Ampferer, O. 68
- Baumberger, E. 55, 75, 78
- Blüher, H. J. 60
- Boden, K. 59, 68, 69, 73, 92, 97
- Breyer, F. 5
- Büchi, U. 77
- Cailleux, A. 16, 17, 19
- Cornelius, H. P. 21, 22, 24, 34, 59, 60, 68, 70
- Cox, E. P. 17
- Dehm, R. 23, 37
- Engelhardt, W. v. 38, 53, 55, 77, 91
- Erb, L. 21
- Ericson, D. B. 49
- Ewing, M. 49
- Fischer, G. 5
- Füchtbauer, H. 38, 53, 55, 77, 91
- Fussenegger, S. 76
- Gillitzer, G. 59
- Greve, 71
- Gümbel, C. W. 21
- Guggenmoos, Ther. 17, 18
- Habicht, K. 53, 56, 77, 78, 90, 92
- Hagn, H. 5, 25, 26, 34, 53, 60, 62, 68, 69, 92, 97, 98
- Heezen, B. C. 49
- Heim, Alb. 12, 55, 75, 78
- Hermann, H. 58
- Hövermann, J. 17, 19
- Koller, S. 100, 101, 103, 104
- Kordiuk, B. 53, 68
- Kraus, E. 5, 21, 22, 24, 26, 45, 46, 50—52, 53, 58, 59, 68, 69, 74, 79, 81, 97
- Kreuter, F. 12
- Krumbein, W. C. 17—19
- Kuenen, Ph., H. 49
- Lemcke, K. 38, 53, 54, 77, 91
- Leonardo da Vinci 5, 91
- Migliorini, C. J. 49
- Moos, A. v. 56
- Müller, F. 21, 51, 52
- Muheim, F. P. 21, 22, 24, 26, 28, 50, 53, 59, 60, 62, 92
- Nothhaft, J. 5
- Poser, H. 17, 19
- Preussag 5, 71, 92
- Richter, M. 21, 46, 50, 53, 54, 68, 84
- Rösch, A. 21
- Rutsch, R. 56
- Schmidt-Thomé, P. 74
- Schoklitsch, A. 12, 13
- Speck, J. 92
- Stehlin, H. G. 55, 75, 78
- Szadezky-Kardoss, E. v. 17
- Thomas, H. 21, 22, 50, 53
- Traub, Fr. 68
- Vollmayr, T. 5, 21, 28, 52, 64, 73, 82
- Wadell, H. 17, 19
- Wagner, G. 54
- Weber, E. 100, 101
- Weithofer, K. A. 56, 59, 68, 73
- Wentworth, Ch. K. 17
- Winkler-Hermaden, A. v. 68
- Wolff, W. 56
- Zeil, W. 5, 60, 62, 64, 68, 69, 84, 92
- Zingg, Th. 15, 17
- Zöbelein, H. K. 5, 21, 28, 53, 57, 59—61, 62, 64, 68, 72, 84, 85, 87, 90

Orts- und Probenverzeichnis

(Die Tabellenseiten, auf denen der Ort einer Probe in GAUSS-KRÜGER-Koordinaten und ihre Zusammensetzung angegeben sind, wurden durch Fettdruck hervorgehoben.)

- Aare 77
 Agathazell 21
 Alberschwende 7, 75
 Ammer 23, 59, 60—62, 64, 79, 80, 84, 90
 Argen 35
 Auerberg 7, 23, **65**, 66, 67, 73, 78, 79, 94,
 110
 Augsburg 77
- Bachtel 64, **65**, 110
 Balderschwang 96, 97
 Beien 75
 Bern 75
 Beuerberg **65**, 66, 73, 78
 Bildstein 76
 Blaichach **27**, 28
 Bodensee 74, 77, 91
 Bödele 75, **76**
 Bolgenach 21
 Botzenau 75
 Bregenz 75, 78
 Bregenzer Ach 7, 20, 21, 23, 45, 59, 74, 75,
 77, 80, 81, 85
 Brodelsberg 21
 Brosis-Ellegg 55, **63**, 64
 Burgkranzegg **31**, 32, **33**, 57, 58, 110
- Denneberg 30, **31**
 Deutenhausen 62
 Dietringen 62, **63**, 93, 96, 110
 Döbilsried **31**, 32
 Donau 5, 77, 91
 Doren 77
 Dornbirn 75
- Echelsbacher Brücke **63**, 64
 Edelsberg 59
 Egg 26, 75, **76**, 84, 110
 Eglofs 77
 Enzenstetten 59, **63**, 64, 83
 Ettensberg 32, **33**, 35, 52, 110
- Falkenstein 57
 Fallenbach **27**, 28
- Geratsried 35, **36**
 Görisried 51, 52
- Großdorf (Vorarlberg) 26, **27**, 28, 110
 Grünten 59
 Gschwender Horn 7, 21, 32, 51, 52, 56, 83,
 98, 110
 Proben: **31**, 32, **33**, 34, 35
 Gschwender Tobel 22
 Gunzesried **27**, 28
- Habach **63**, 64
 Halblech 59, **63**, 64
 Halden **31**, 32, 77, 110
 Hammerschmiede **63**, 64, 66, 67
 Hauchenberg 7, 21, 22, 32, 35, 37, 52, 55,
 56, 74, 82, 90
 Heidenkopf 7
 Himmeleck 7, 32, **33**, 51
 Hinter-Asch 26
 Hittisberg 7, **27**, 28
 Hitzleberg 35, **36**
 Hochgrat 7, 21, 45, 50, 51, 59, 82
 Hoher Bühel 21
 Hoher Peißenberg 7, 78, 79
 Holderegg **31**, 32
 Hupprechts 35, **36**
- Iller 7, 13—15, 17, 21, 23, 57, 59, 60, 80,
 81, 83, 88, 90
 Immenstadt 15, **29**, 30, 55, 57
 Immenstädter Horn 7, 83
 Inn 60
 Inngrüne 75
 Isar 9, 23, 82
 Ittensberg 26, **27**
- Kaspisches Meer 91
 Kehlen 75, **76**
 Kesselbach **76**
 Kojen 7, 30, **31**
 Kranzegg **63**, 64, 110
 Krumbach **29**, 30
 Kürnach **37**, 38
- Langen 35, **36**, 78, 110
 Langenegg **29**, 30, 54
 Lanzenbachmühle 30, **31**, 51
 Lech 23, 55, 60, 62, 73, 77, 80, 82, 84, 90
 Lechbruck 94
 Linth 12

Loisach 7, 23, 59, 60, 80, 82
Luzern 55

Maltach 75
Maria Berg 37, 38, 43, 110
Memmingen 77
Missen 51, 52
Mittag 7, 29, 30, 110
Mittelberg 33, 57, 58, 110
Mittelberger Horn 7, 57
Moos-Alpe 29, 30, 51
Mühlbach 75
Murnau 59, 63, 64
Mutten 35, 36

Nesselwang 57, 59, 60, 63, 64, 84
Nellenbruck 37, 38, 79

Oberbayern 22, 59
Ober-Bildstein 75
Obere Lauch-Alpe 29, 30, 51
Obere Wilhelmine Alpe 21, 26, 28, 84
Oberstaufer 7, 15, 32
Ochsenberg 7, 35

Peißenberg 60, 65, 66, 73
Penzberg 74
Peterstal 21, 57
Pfänder 7, 76, 77—79

Rechtis 37, 38
Reichen 93
Reichenbach 63, 84
Rettenberg 21
Rhein 12, 23, 73—75, 78, 80, 82, 85
Rhonetal 91
Rickenbach 15
Ried 29, 30
Riedegg 63, 64
Rieder 57
Rieggis 35, 36, 110
Rindalphorn 7, 87, 98, 99
Röthenbach 37, 38
Roßhaupten 59, 93, 96
Rotach 20, 74, 75, 77
Rottach 13, 14, 20, 39
Rottachberg 7, 21, 32, 51, 55, 57, 83
 Proben: 31, 32, 33, 43, 96, 110
Rottenbuch 64, 65, 66, 67
Rukats-Bach 57

Salmaser Höhe 21, 45, 54, 99
Salzach 73, 82

Schalkenried 76
Schloßbächel 62, 63, 84
Schneeloch 29, 30, 96
Schüttentobel 35, 36, 37, 38
Schwarzach 75
Schwarzenberg 75
Schwarzer Grat 7, 21
Schwarzes Meer 91
Schweiz 77, 82, 84, 90
Seehausen 64, 65, 67, 68, 110
Seltmans 37, 38
Senkele 59
Siplinger 7, 21, 26, 45, 50, 59, 84, 86, 87, 97
 Proben 0—4: 27, 28, 110
 Proben 5—8: 29, 30, 42, 54, 98, 101,
 102, 110

Sonneneck 7, 21, 82
Sonthofen 21
Staffelsee 60, 64
Staufen 7, 77
Steibis 29, 30, 51
Steigbach 46, 55, 59
Steingaden 63, 64
Stoffelsberg 7, 35
Stötten 65, 66, 68
Sulzberg 35, 36

Thaler Höhe 31, 32
Thalhofen 31, 32
Tischberg 7, 23, 73, 78
Tölz 74
Trabers 32, 33, 35, 110

Unterhalden 62, 63, 64, 110

Vierwaldstätter See 77
Vorarlberg 60, 62, 75, 84
Vorderburg 21, 32, 33
Vorderer Prodel 45, 51, 74

Weißbach 31, 32, 77, 110
Weitnau 94, 95
Wengener Argen 79
Wertach 23, 57, 59, 63, 64, 90, 93, 96, 110
Wiener Becken 55, 91
Wilhams 35, 36, 94, 95, 110
Wirtatobel 76, 78, 110
Würmseel 78

Zaugertes-Berg 84
Zollbrücke 15
Zürich-See 77

Sachregister

(Die in den Probestabellen und -beschreibungen
regelmäßig wiederkehrenden Gesteinsbezeichnungen wurden nicht aufgenommen.)

- Abnutzung 19, 43, 54
 Abplattungsindex 16
 Abrieb, spezifischer 12, 13
 Abscherung 82, 83
 Algenkalk 58, 94
 Altwasserschlick 52, 56
 Amphibolit 12
 Antiklinenschwellen 53
 Austern 5, 22, 35, 55
- Bänderkalk 70
 Bausteinschichten 8, 23, 26, 59, 62, 64, 75, 84
 Biotitgneis 61
 Bruchschollengebirge 81
 Brüche 43, 62, 69, 83
 Bunte Molasse 8, 56, 62
 Burdigal 7, 8, 22, 23, 35 f., 39 ff., 60, 66, 72, 74—77, 82 90, 91 94, 95, 109
- Chemische Analyse 71
 Cyrenenschichten 8
- dachziegelartige Lagerung 13, 51, 58
 DEHM'sche Linie 23, 37
 Deutenhausener Schichten 8, 23, 26, 59, 62, 64, 75, 84, 85
 Dissymmetrie-Index 16
 Dolomit, dunkler 25, 28, 30, 61 ff., 92 f.
 Dolomitsand 38, 67
 Dünnschliffe 5, 71, 105
- Eggschichten 75
 Ellipsoid 17, 105
 Eozän 24, 34, 43, 62, 98
 Erdölhöflichkeit 83
 Erdölmuttergestein 83
 Erosionsrinnen 45, 79, 91
- Färbung 22, 28, 45, 56, 71, 72
 Faltungskraft 82
 Faziesverteilung 8, 26, 106
 Fehler, Bestimmungs- 103
 —, statistischer 38, 100
 Feuerstein 12
- Flachheit 16
 Fließgeschwindigkeit 46, 47
 Flysch 21, 24—26, 40, 42—44, 58, 62, 68, 74, 78, 80, 87, 88, 92, 95
 fluviatil 50, 53 ff., 74
 Foraminiferen 53, 95, 98, 99
 Frostsprengung 17
 Fukoidenkalk 39
- Gäbris-Nagelfluh 77
 GAUSS-KRÜGER-Netz 9, 76, 80
 Gehängeschutt 19
 Glas, vulkanisches 38
 Glaukonit 53, 97
 Gneis 38, 44, 69, 77, 78
 „graded bedding“ 49
 Granitgneis 34, 40, 87, 99
 Granitische Molasse 55, 77
 Granulit 11
 Grauwackenzone 68, 70, 71, 85, 86, 92
 Großoolithe 94
- Hauchenberg-Mulde 7, 32, 52, 53, 81
 — -Phase 52
 — -Sattel 22, 30, 32
 Helvet 7, 8, 23, 37 f., 39 ff., 60, 67 f., 75 bis 77, 79, 81, 91, 94
 Helvetikum 24, 26, 39, 40, 42, 62, 85—87, 92, 97—99
 Hochgratfächer 7, 8, 20 ff., 57, 59, 61, 67, 73—75, 77—79, 81—83, 86, 87, 110
 — fazies 51
 — phase 52
 Hohe-Rhone-Fächer 77
 Hornmulde 7, 22, 30, 32, 52, 53, 81, 83, 85
- Illerschotter 14, 39
- Klimaschwankungen 49
 Kohleschmitzen 8, 35
 Kojenschichten 8, 22, 23, 38, 40, 51, 52, 57, 62, 68
 Korngröße 10 ff., 19, 21, 22, 25, 45, 51, 58, 60, 67 f., 69, 73, 74, 77, 78, 88, 105, 110

- Kornprozent 11, 12
 Krümmungsradius 19

 Längsachsen von Geröllen 13 ff.
 Landschnecken 21, 56, 57
 Lattorf 8, 62, 79, 80, 84
 Lechgletscher 73
 Lithothamnien 95, 99
 Lydit 11

 Maltacher Mulde 7
 Maschennetzsiebe 10
 Mergel 8, 22, 44—46, 54—57
 Missen-Görisrieder-Störung 51, 52
 Mittelberger Fächer 23, 33, 57 f., 89, 90, 110
 Molassebedeckung d. Flysches 86, 87
 — decken 81
 — karte 1:300 000 5, 9, 37
 Moränen 13
 Murnauer Mulde 7, 59, 60, 81—83, 90
 Mutungsgrenze 101

 Napfschüttung 55, 77
 Nesselburgfächer 7, 8, 21, 23, 49, 51, 58 ff.,
 79, 81—83, 87, 88, 110
 — schichten 58

 Obere Meeresmolasse 8, 22, 35, 38, 55, 79,
 90 f.
 — Süßwassermolasse 8, 38, 60, 61, 79,
 91
Oocardium strat. NAEG. 58

 Paläogeographie 20, 49, 83 ff.
 Paläogeologie 11, 20, 84, 89
 Peißenberger Mulde 7, 60, 73
 Pfänderfächer 7, 23, 49, 73, 79, 81, 82, 86,
 91, 110
 Pleistozän 39
 Pliozän 39
 Pontisches Meer 5, 91
 Porphyry 11, 13, 34, 40, 61, 110

 Quarzit 11, 12, 62
 Quarzphyllit 26, 70
 Quarzporphyrit 34, 40

 Repetitionsschichtung 45 ff., 55
 Riesenkonglomerat 74—76, 78, 110
 Rotliegendes 10, 11
 Rottenbucher Mulde 7, 59, 60, 82, 90
 Rundlochsiebe 10
 Rundung 10, 17 ff., 54, 69

 Säugerreste 28, 56
 Salmaser Mulde 7, 22, 30, 32, 52, 53, 81,
 85
 Sandkalke 22, 24, 97
 Sarmat 23, 37, 39, 80
 Scherungskräfte 83
 Schrägschichtung 13
 Schrattenkalk 25, 40
 Schüttungsdelta 50, 53
 Schwammnadeln 95, 96
 Schwermineralien 55, 98
 Sedimentations-Rhythmus 44 ff., 54, 56, 78
 Seewer Kalk 25, 40
 Statistik 100 ff.
 Steigbachfazies 51
 — schichten 8, 23, 28, 30, 34, 38, 51, 62,
 86, 101
 Steineberg-Mulde 7, 22, 30, 50, 52, 81, 85,
 88, 90
 Stengelgneis 34, 38, 40, 99
 Stengligkeit 16
 Stichprobe 100
 Südgermanische Dolomit-Kristallinschwelle
 69, 99
 Süßbrackwassermolasse 91
 Süßwasserschnecken 57
 Summenlinie 10
 synsedimentäre Teilmulden 50, 78, 81, 82

 Tektonik 78 ff.
 Tektonische Fallen 83
 Tonmergelschichten 8, 23, 26, 62, 72
 Torton 7, 8, 23, 25, 37 f., 39 ff., 43, 60, 67,
 75—77, 79, 81, 88
 Transgression 73, 90
 Transportkraft 46, 48, 49, 54, 69
 Transportrichtung 11, 13, 15, 19, 50, 88
 turbidity currents 49

 Untere Meeresmolasse 8, 21, 79, 84 f.
 — Süßwassermolasse 8, 21, 35, 50, 53,
 55, 75, 79, 85 ff.
 Unternoggschichten 24, 39
 Uriller 58, 88
 Urlech 58, 88
 Urwertach 58, 90

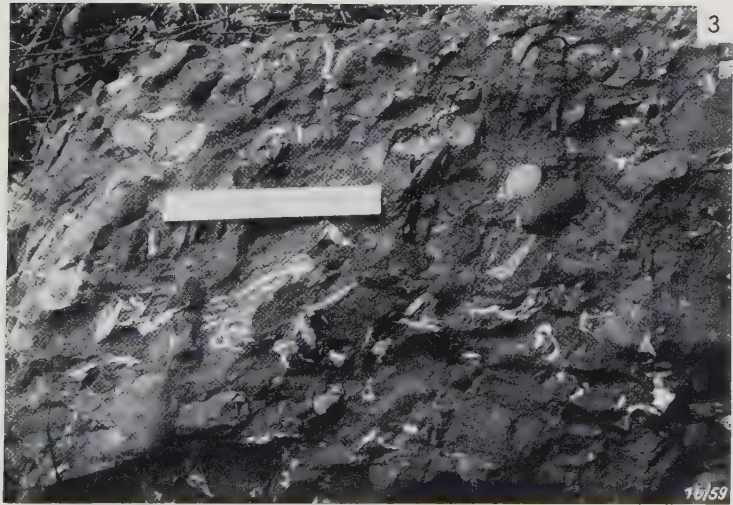
 Vorlandmolasse 7, 22, 75, 91

 Weißbachschichten 8, 23, 28, 30, 38, 60 bis
 62, 64, 68, 70, 73, 86, 87
 Wildbachschüttung 19
 Wildflysch 78
 Wörth-Konglomerat 60

 Zurundungsindex 19

Tafel 1

- Fig. 1. Grobe aquitane Nagelfluh des Mittelberger Fächers mit einer Algenkalklage. Die Schichten fallen mit 35° nach Süden (rechts). (500 m westlich Burgkranzegg, Blatt Wertach/Allgäu, bei 1000 m.) S. 58
- Fig. 2. Das „Riesenkonglomerat“ (Abschnitt 5 und Tabelle 14) nordwestlich Beien bei Schwarzenberg in Voralberg. (Hammer: 30 cm.) S. 75
- Fig. 3. Burdigale Nagelfluh mit Austernschalen. Westausgang des Straßentunnels am Wirtstobel am Pfänder in Voralberg. (Maßstab: 20 cm.)



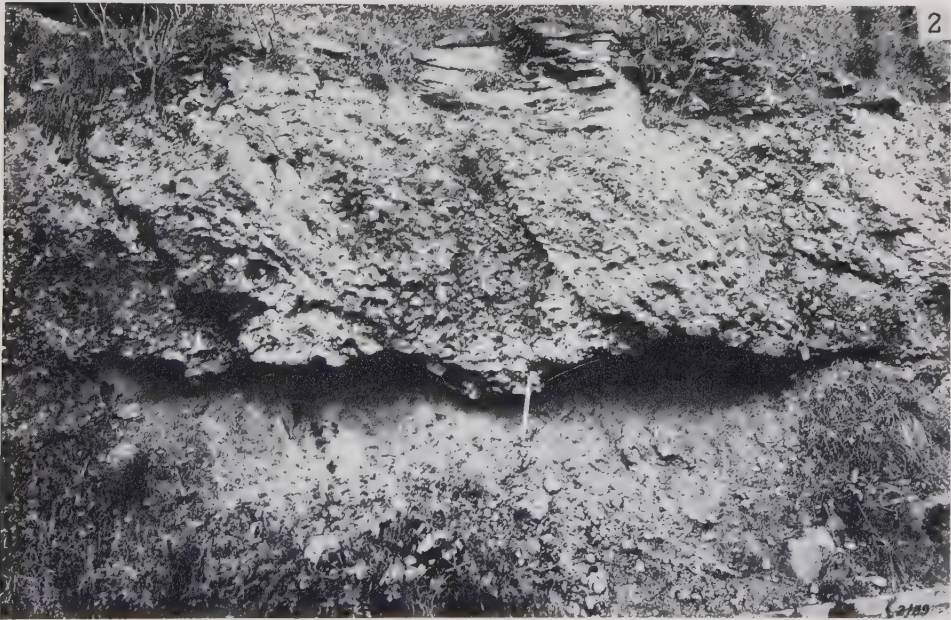
Tafel 2

- Fig. 1. Rötliche Nagelfluhen des oberen Chattes (Steigbachschichten) am Ost-Hang des Sip-
lingers im Zentrum des Hochgratfächers. Die Höhe des Aufschlusses beträgt ungefähr
400 m, die Breite ungefähr 800 m. (Blick nach W.) S. 22 u. 86
- Fig. 2. Unsymmetrische Repetitionsschichtung; von unten nach oben: Mergel, Nagelfluh,
Sandstein. Helvet des Pfänderfächers, Auffahrt zum Pfänder bei 640 m. (Hammer:
60 cm.) S. 45 ff.

1

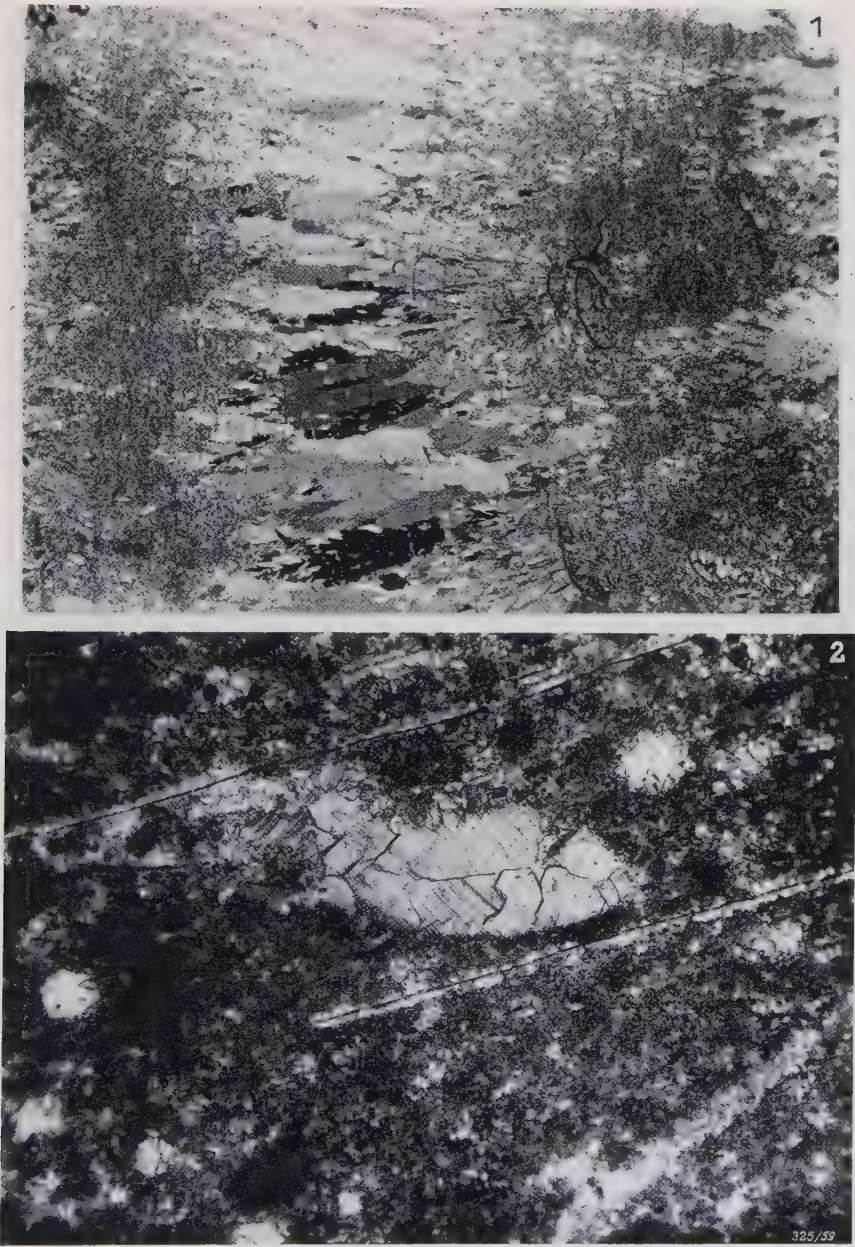


2



Tafel 3

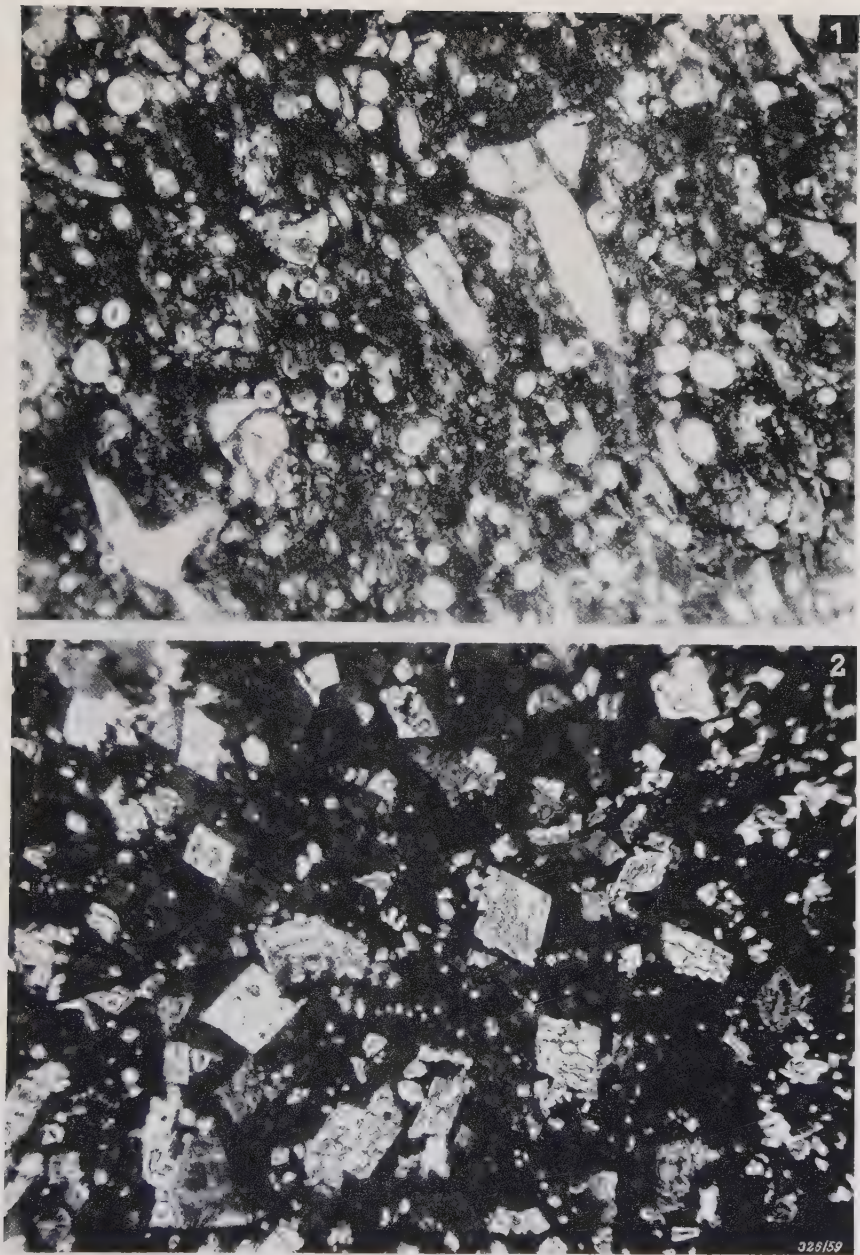
- | | |
|--|-------|
| Fig. 1. Algenkalk, Schliff M 373, 10fach vergrößert, Nicols gekreuzt. | S. 94 |
| Fig. 2. Schwarzer, pelitischer Kalk, Schliff M 80, 115fach vergrößert. | S. 95 |



Tafel 4

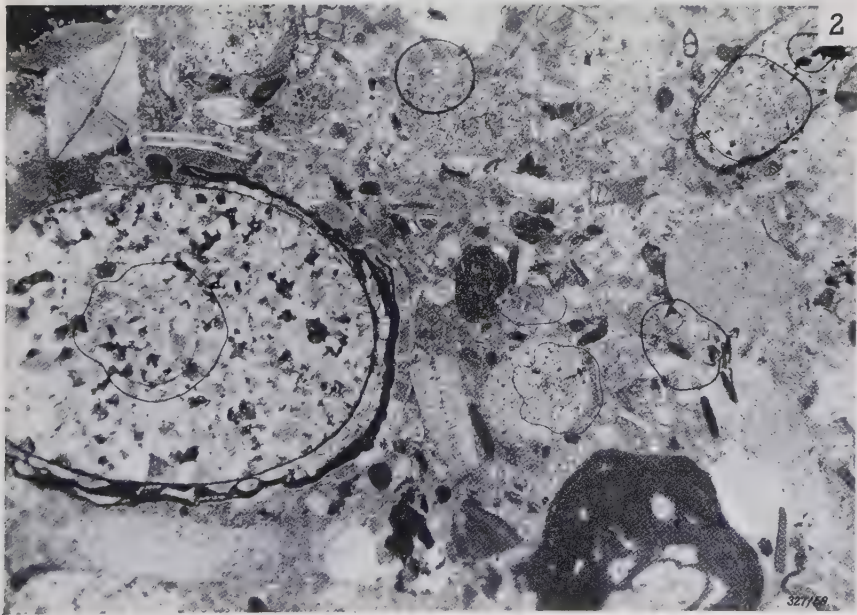
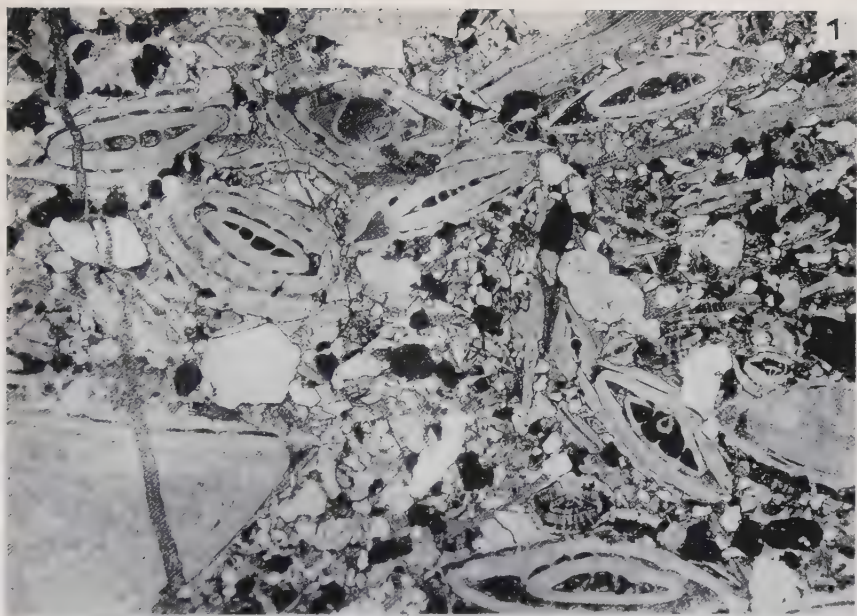
Fig. 1. Kalk mit kieselig erhaltenen Schwammnadeln. Schliff M 180, 65fach vergrößert.
S. 96

Fig. 2. Kieselige Lage eines schwarzen Kieselkalkes, Schliff M 44, 270fach vergrößert.
S. 96



Tafel 5

- Fig. 1. Oranodetritischer Sandkalk. Schliff M 452, 10fach vergrößert. S. 97
- Fig. 2. Konglomerat des inneralpinen Obereozäns, u. a. mit typischem schwarzen Dolomit (das größte Geröll in der Abb. rechts). Schliff M 25, 10fach vergrößert, Nicols gekreuzt. S. 98



Tafel 6

Fig. 1 und 2. Konglomerat von zum Teil rekristallisierten Gangquarzgeröllen in einer dunklen, kieslig, serizitisch-chloritischen Grundmasse, Schliff M 310. S. 98

Fig. 2. Nicols gekreuzt.

